绪　言

水文地质学是研究地下水的科学。它研究地下水在周围环境（岩石圈、大气圈、水圈、生物圈以及人类活动）影响下，数量和质量在时间和空间上的变化规律；并在此基础上，研究如何应用这一规律有效地利用地下水和调节控制地下水以兴利避害。

第一节　水文地质学在国民经济发展中的作用

水是人们赖以生活及从事生产不可缺少的宝贵资源。地下水是水资源的重要组成部分；由于其水质好、分布广、供水延续时间长，往往是更为可贵的供水水源；而在干旱、半干旱地区，则是主要的，有时甚至是唯一的可用水源。

水为人们所习见，似乎随时随地都能得到，来得十分容易，所以，这种不可或缺的宝贵资源，在人们的头脑中似乎反而成了无足轻重的东西。地球上水的数量很大，分布广泛，除了沙漠等特定地区外，历史上从未出现过匮乏现象；上述模糊概念的产生，也是很自然的。

然而，近数十年来，尤其在工业化进程较早的国家里，已经深感缺水的威胁。在西方国家中，水资源危机已与能源危机相提并论。一些有见地的学者指出，在未来的年代里，水源匮乏将成为比能源匮乏更为棘手的难题。

我国自解放以来，对水的需求发生了很大变化。首先，随着人口增加，对生活用水的需要量明显增长。其次，农业的稳产高产，需要水的保证。作物生长需要消耗大量水分。据实验，生产1 kg小麦约需耗水1000～1500kg，1 kg皮棉约需耗水5000kg，干旱和半干旱地区，单纯依靠天然降水，除风调雨顺的情况外，无法满足作物正常需要（实际上，我国的湿润地区，非雨季有时也感到缺水），西北干旱地区，无灌溉即无农业，这些地区所需的大量灌溉用水，主要取自地下。第三，随着工业发展，用水量急剧增长。几乎任何一种工业产品，无不需要耗用一定水量。如炼钢1 t约需水6.7t，生产1 t化肥需水约2.5t，生产1 t纸耗水达数百吨之多。所以，任何一个工厂，无不要求在厂址勘测阶段对水源的保证程度作出论证。由于各方面用水急剧增长，我国北方许多以地下水作为主要供水水源的地区，已经感到水源不足，供水紧张。在查明地下水分布与形成规律的基础上，寻找与勘查地下水源，进行水量水质评价、地下水资源的开发规划与管理，都属于供水水文地质工作的范围。

地球是一个庞大的热库，蕴藏着丰富的地下热能资源，地热能已作为新的能源在国外受到很大重视。目前世界上开发利用地热能，主要利用地下水作为载热介质，将热能输到地表以资利用。所以，地下热能的寻找与勘测，也是水文地质工作的一项内容。

含有某些特殊组份，具有某些特殊性质，因而具有医疗作用的地下水，称作矿水。为了建立和扩大矿泉疗养地，需要开展矿水水文地质工作。

地下水中富集某些元素，如溴、碘、锶、钡等，便成为有工业价值的矿床。为了寻找这一类液体矿产，必须进行相应的水文地质工作。

从日常生活到发展农业、工业、以至国防建设，都要用到地下水；从这个意义上说，地下水确实是一种十分宝贵的资源。反之，在一定情况下，地下水可能对生产发生危害，需要采取措施以避免或消除其不利影响。

发展农业离不开水，但是，用水不当将反而造成危害。过多的灌水大量入渗，抬高地下水位，使土壤过湿，会导致土壤沼泽化；在干旱半干旱地区，由于地下水蒸发，土壤积盐，还会产生土壤盐渍化；两者都会导致严重减产。50年代末期，华北平原曾实行所谓“以蓄为主”的方针，搞“雨水不出田”，普遍建立平原水库，只灌不排，地下水位迅速上升，造成大面积次生盐渍化。以后，放弃平原水库，停止灌溉，建立排水系统，几年以后，问题才算解决。这是一个十分沉痛的教训。为了防治次生的沼泽化与盐渍化，必须开展土壤改良水文地质调查，以便因地制宜地采取有效的防治措施。

开采矿床及进行各种地下工程（隧洞、地下厂房等），往往需要与涌入的地下水作斗争。地下水的涌入，轻则延缓工程进度，增加成本；重则发生淹没，造成生命财产的损失。我国的许多煤矿以及南方岩溶地区的金属矿山，矿坑涌水问题尤为突出。为此，事先应进行矿床水文地质调查，以查明矿坑水的来源和可能的水量及其进入坑道的途径，以便提出有效的防治方案。

地下水能为我们提供许多有用的信息。深循环的地下水，传递着地壳深处以至地球内部层圈的信息。地下水的化学成分及其沉淀物，载负着自然地理、地质历史演变的信息。利用地下水某些标志化学组份，可以圈定矿体，特别是盲矿体，这就是水化学找矿或水文地球化学找矿。这种方法不仅适合于寻找金属矿，也可寻找放射性矿床以至盐矿、油田。根据古地下水的活动痕迹恢复古水文地质条件，有助于阐明成矿条件，预测区域成矿规律。监测地下水某些特征的变化，可作为预报地震的辅助手段。

查明地下水的分布形成规律，提出合理有效的兴利防害措施，为发展国民经济服务，这是水文地质工作者的职责。我国地域辽阔，自然条件复杂，结合具体地区特点，针对不同课题去解决水文地质问题，这方面的任务相当艰巨。但是，水文地质工作不仅限于解决这些具体问题，随着生活水平提高及生产力的发展，出现了范围更广大的新课题。

在我国，一些集中开发地下水的地区，目前已经出现区域性水位下降。大量抽取地下水，已导致一些地方地面沉降，引起海水入侵正在利用的含水层。地下水位下降可能导致土壤砂化，地下水位过浅使土壤经常处于还原环境，这些都将进而影响生态环境。生活污水以及工农业废弃物的排放，已污染了许多地方的地下水，对生活与生产造成严重威胁。水源污染意味着可以利用的水源减少，对于水源不足的我国，地下水污染问题尤为显得严重。规模愈来愈大的人为影响，正在使宝贵的地下水资源数量与质量降低，破坏生态平衡，使人类生存环境的质量不断下降。摆在水文地质工作者面前的任务是，估计并预测此类影响的规模，查明原因，提出预防及消除的措施。

在此顺便提及某些由于饮水水质不良而引起的地方病，例如，饮用缺碘的地下水会引起甲状腺肿大；以高氟水作为饮用水，会使人骨质疏松变脆。水文地质工作者需要与医疗工作者结合，查明形成特殊水质的环境条件，采取改善水质的措施。

无计划地不合理用水，也产生了一系列问题。例如，在人口密集、工矿企业集中的地区，各行其是地开发地下水，往往人为恶化地下水开采条件。地表蓄水、排水与用水的矛盾处理不当，会使有的地方地下水位深降（如开采矿山排除地下水时），无水可采；而另一

些地方则地下水位上升，造成次生沼泽化与盐渍化。因此，在查明地下水分布与形成规律的基础上，根据不同部门用水、排水及蓄水的要求，统一进行地下水管理与规划，是十分必要的。在这方面，水文地质工作者有许多事情要做。

地下水是参与水循环的自然界水体的一部分。尽管地下水参与循环相当缓慢，但是，它与大气降水及地表水是相互联系的。即使单纯使用地下水，往往也会影响到地表水，反之亦然。而在用水量日益增大的情况下，往往既要利用地表水，又要利用地下水。由于上述原因，单纯对地下水规划管理，常达不到预期的效果。根据各国的先进经验，必须对包括地下水在内的整个水资源进行统一规划、调度与管理。我国关于这方面的工作急待开展，那怕暂时不能对整个水资源统一规划管理，至少也要对各类水资源分别地统一规划管理。不少以地下水为主要供水源地的地区，包括城市与农村在内，已经产生了问题，如不马上采取措施，恐怕就会来不及了。

为了从根本上改善水资源分布，充分利用水资源，我们将在长江三峡兴建巨型水力枢纽，将实施南水北调等改造自然的宏伟工程。这些规模空前的工程，将极大地改变包括地下水在内的自然环境，并将给我国水文地质工作者提出许多新的课题。

为实现祖国四个现代化而进行的新长征中，水文地质工作者肩负着光荣而艰巨的责任。为实现这一宏伟目标而提出的种种新的水文地质课题，为我国水文地质科学的发展展示了十分广阔的前景。

第二节　水文地质学发展简史及展望

从打井取水开始，人们对地下水有了最初步的概念，不妨说，这是关于地下水的科学的萌芽时期。迄今为止，我国发现的最古老的水井是浙江余姚河姆渡井，根据经过树轮校正的碳-14年代测定资料，为公元前3710±125年，即距今约5700年。河姆渡井是个结构精巧的用圆木衬护的井。可以推知，更原始形态的井出现得还要更早些。《管子·地员篇》指出“庚泥（指泥沙混合沉积）不可得泉”。这已经对岩土性质与地下水的关系有了初步看法。汉代为采卤水在四川的三叠纪的坚硬岩层中开凿了深达百米以上的自流井，比12世纪法国和意大利出现自流井要早1000多年。这说明当时我国的打井技术及对地下水的认识均已达到相当高的水平。在明代的《农政全书》中，徐光启写道：“井与江河地脉贯通，其水浅深，尺度必等。今问凿井应深几何？宜度天时旱潦，河水所关，酌量加深几何，而为之度。”明确指出了地下水和河水的相互补给关系。实际上提出了地下水渗入起源说的雏形。

古雅典在纪元前数百年即已开始打井取水。古波斯时期在德黑兰附近修建了规模宏大的坎儿井，最大深度距地表约150m，长达26km。

在长期利用井、泉作为水源的过程中，人们提出了有关地下水起源的看法。普莱西（B·Palissy）（1509—1589）解释了井泉和河水的关系，并指出井、泉的水起源于降水。珀劳尔特（P·Perrault）（1608—1680）和马里奥特（Mariotte）（1602—1684）证明，泉的流量随降水而变化，因之泉和井水均来自大气降水。

至此，关于地下水的认识尚多停留于经验性及臆测性阶段。

欧洲产业革命后，大工业兴起，对水的需求增加。随着大量打井，提出了计算水井涌

水量的要求。1856年，法国水力学家达西（Henry Darcy）进行了水通过砂的渗透试验，得出水在砂中的渗透速度与砂的渗透系数及水力梯度成正比，这就是著名的达西定律（Darcy's Law）。达西定律奠定了地下水定量计算的基础，作为科学分支的水文地质学开始建立。随后，裘布依（J.Dupuit，1863）等人，结合取用与排除地下水的实际问题，完善与发展了地下水稳定流动的理论。

廿世纪初，对地下水的起源提出了一些新的学说。鸠斯（E.Suess）于1902年提出了初生说，认为地下水来源于岩浆的冷凝。莱恩（A.C.Lane）和戈登（W.C.Gordon）在1908年提出埋藏水（封存水）的存在；认为水成岩沉积时颗粒间便充满水，在岩层固结时，水被压入含水层中。其后，于1907—1919年间，列别捷夫（A.ф.лебедев）提出了凝结说，即水汽冷凝形成液态地下水。

关于地下水化学成分的研究，早在公元前一世纪，随着利用矿水医疗而提出了矿水的化学分类。十九世纪以来对油田水的研究积累了更多的地下水化学成分的资料。伊里茵（B.C.ильин）于1930年得出了苏联潜水化学分带规律。随后，伊格纳托维奇（H.K.-игнатович）提出了自流盆地的水化学分带。在一些苏联学者研究的基础上，奥弗琴尼柯夫（A.M.Овчинников）等建立了水文地球化学这一分支。

凯尔哈克（K.Keilhack）在1912年进行了地下水和泉的分类，迈因策尔（O.E.Meinzer）于1923年对美国地下水作了总结性描述。至此，对地下水的起源、运动及水量与水质的变化，都有了较为系统的理论和研究方法，水文地质学开始确立为地质学的一个分支学科了。

本世纪三十至四十年代起，水文地质学进入了新的发展时期。随着开采的加强，地下水的天然状态受到越来越强烈的干扰，原有的地下水稳定流理论难以满足计算水量的要求。泰斯（C.V.Theis）于1935年，利用热传导理论提出了地下水流向井的非稳定流公式，把地下水的定量计算大大推进了一步。本世纪四十年代到六十年代，雅可布（C.E.Jacob）及汉图什（M.S.Hantush）等对承压含水层的越流现象进行了研究。本世纪六十年代，华尔顿（W.C.Walton）等首次应用电子计算机进行水文地质计算。数值法随之也被引入。从此，长期无法进行复杂条件下水文地质计算的历史结束了。

近三十年来，科学技术推动生产力以前所未有的速度发展。对水的需要猛增，开发地下水的规模更大，出现地下水枯竭以及地面沉降、海水入侵等问题。这使人们开始意识到，地下水也是一种宝贵的资源。围绕地下水资源概念的确立，提出了按地下含水系统（地下水盆地、地下水系统）评价资源，统一规划管理包括地下水在内的水资源，从水量及水质方面保护地下水资源等概念。各种人为活动影响下的水文地质现象的研究迅速开展起来了。

除了理论研究，还发展了各种实验模拟方法。本世纪三十年代以来，出现了应用砂槽、窄缝槽模拟地下水渗流以及电模拟方法（连续介质模拟及电网络模拟）。这些都属于物理模拟。运用电子计算机求解数学模型，则属数学模拟。

我国在解放前，生产规模较小，对水的需求量不大，多利用人工浅井开发地下水。只有个别城市利用深井开采地下水。建国后，工农业的发展提出了解决水文地质问题的迫切要求，于是从苏联引进了水文地质学，在院校建立相应专业培养水文地质人员。迅速开展了城镇厂矿的供水水文地质工作。随后，矿床水文地质工作及农田供水、排水水文地质工

作也相继开始，配合国民经济规划的需要，完成了大面积水文地质普查。50年代末至60年代初，我国学者提出的中国地下水区域性分布规律的总结，以及本国水文地质教科书的出现，标志着水文地质学科引进与消化过程的大体完成。

其后的十几年中，我国水文地质工作者围绕国民经济发展所提出的课题，较好地解决了大型供水源地、复杂条件矿床以及土壤改良等方面的水文地质问题，深化了对本国地下水分布与形成规律的认识。但是，技术上的闭关自守，使得我国的水文地质学并未得到应有的长足进步。

七十年代中期以来，随着我国开发与排除地下水的规模扩大，出现了区域性地下水位下降，地下水污染等环境水文地质问题。与此同时，闭关自守的状态开始打破，我国水文地质界注意吸收欧美的水文地质学理论与方法（运用电子计算机进行水文地质计算；非稳定流、越流、非饱和流、弥散、环境水文地质、地下水系统分析、水资源管理等方面理论的引入；同位素方法、数学地质及遥感地质方法应用于解决水文地质问题等），我国水文地质科学与国际水平的差距大为缩小，学术思想较为活跃，开始出现向水文地质学某些前沿领域冲击的可喜趋向。

近代，人类活动对地下水形成过程的干预愈益强烈，这一趋势还将继续加强。这就在水文地质界面前提出一个重要课题：如何防止人类活动对地下水资源及水文地质过程的不利影响（如资源枯竭、地下水污染、地面沉降、海水入侵、次生盐渍化等），并尽可能地增加与改善地下水资源（如人工补给、改造地下咸水），使水文地质过程向有利于人类的方向发展。这就要求定量预测人类活动干预下的水文地质过程的发展，而定量预测的重要基础之一是充分理解水文地质过程的机制。

尽管水文地质学的发展十分迅速，但是以往的水文地质研究大都侧重于宏观现象，对水文地质过程的微观机制缺乏认真深入的研究。因此，往往机制尚未弄清，还未得出正确的概念模型，便超前地建立了数学模型。

预计今后的水文地质研究，将着重于突破下列薄弱环节。

（1）裂隙水及岩溶水供水机制研究：渗流理论是在研究孔隙水的基础上发展起来的，对于裂隙水及岩溶水是否完全适用，还有待研究。在此基础上要进一步弄清这两种水的供水机制。

（2）粘性土的渗透机制研究：对于松散沉积物，以往集中于研究砂质含水层，而忽视了认为是隔水层的粘性土。越流、地面沉降等，均与粘性土渗透机制有关。进行这方面的研究，还将进一步了解结合水的特性与运动规律。

（3）包气带水盐运移机制研究：地下水的补给，地下水污染防治以及土壤改良等问题都涉及包气带水。这将促使水文地质学家注意这方面的研究。有关毛细水的研究也将因此而加强。

（4）水文地球化学方面研究：水文地球化学虽然早已形成独立的分支，并在某些方面成功地解决了实际问题；但是，在完善现有理论去解决一般水文地质问题方面，还有许多工作要做。

（5）地下水运动基本理论的发展：以往地下水动力学实际上主要研究了地下水水量的传递规律。为了解决地下水污染预测、含水层蓄能、水文地球化学找矿等问题，提出了水所携带的物质或热量与水同步或不同步迁移的问题；因此，今后需要进一步研究水质点运

移的机理。

综观水文地质学的发展，某些趋势是明显的：由主要研究天然状态下的地下水，转向更重视人类活动影响下的地下水；由局限于研究饱水带的含水层，扩展到包气带及“隔水层”；由只研究地壳表层地下水，扩展到地球深部层圈。

理论研究、实验研究与技术方法的应用是水文地质学赖以发展的三个重要方面。正是著名的达西试验，奠定了水文地质定量评价的基础，然而，与其它科学相比较，水文地质界对实验研究还是不够重视的。加强科学理论指导下的实验研究，是水文地质学取得突破性发展的一个重要方面。

近二三十年来，除了原来应用的地球物理方法，水文地质勘查与研究中还引入了遥感技术、同位素技术及数学地质方法。这些新的技术方法已经并将继续促进水文地质学的发展。例如，同位素方法测定地下水年龄的范围将会扩大，示踪水文地质过程及测定水文地质参数将更有效，有可能成为一种常规方法。理论研究、实验研究与技术方法的应用相结合，必将推动水文地质向严密的定量科学发展。

第一章　自然界的水循环

第一节　自然界的水循环

地球上的水存在于大气圈、水圈、岩石圈及生物圈中。总量约136,000万km^3。其中绝大部分（占总水量97.2%）分布于海洋中，约132,000万km^3。陆地地表水（包括江、河、湖沼及冰川）约2943万km^3。地下水约840.7万km^3，其中约有50%分布于地面以下 1km范围内的岩石空隙中。大气圈中的水约1.3万km^3。

分布于地球的不同层圈中的水分，彼此密切联系，经常不断相互转化。这种彼此转化的过程即是自然界中的水循环。

自然界的水循环包括水文循环及地质循环。在地质循环中，水参与沉积、变质与岩浆作用过程，地壳浅表的水与地壳深部乃至地幔的水发生交换，循环途径长，循环速度缓慢，此类水循环是在地质历史进程中进行的。水文循环发生于大气、水、地表水与地壳浅部地下水之间，循环速度相对迅速。下面我们只限于讨论水文循环。

在太阳热力和重力的作用下，地壳浅表的水不断循环（图1—1）。海洋和陆地表面的水蒸发成为水汽进入大气圈；水汽随气流飘移，在适宜的条件下，重新凝结成液态或固态降落（即雨雪等不同形式的降水）；降落在陆地的水分，一部分汇集于江河湖泊形成地

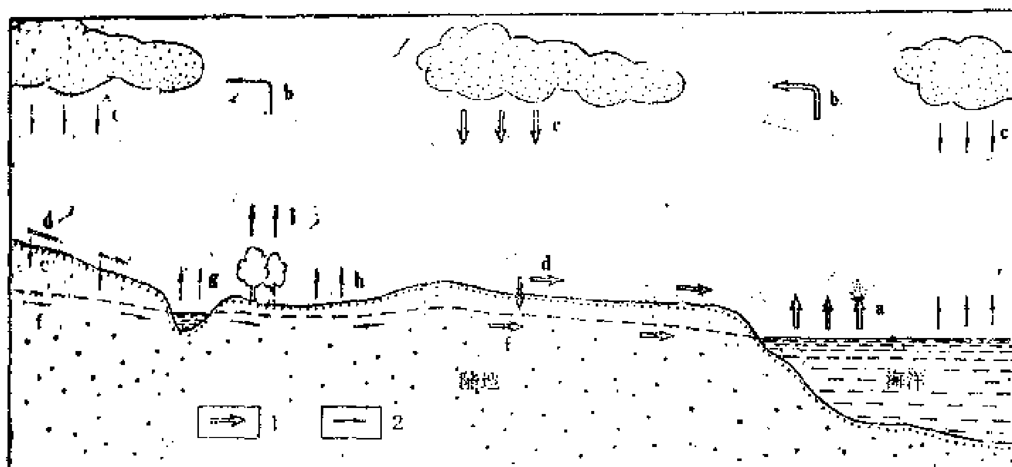


图1-1　地壳浅表水循环示意图

1—大循环各环节；2—小循环各环节；a—海洋蒸发；b—大气中水汽转移；c—降水；d—地表径流；e—入渗；f—地下径流；g—水面蒸发；h—土面蒸发；i—叶面蒸发(蒸腾)

表水；另一部分渗入土壤岩石中，成为地下水。地表水有的重新蒸发成为水汽，返回大气圈；有的渗入地下，成为地下水；其余部分则流入海洋。地下水有的通过土面蒸发直接返回大气圈，有的被植物吸收，通过植物叶面蒸发而返回大气圈；其余部分则形成地下径流。地下径流或直接流入海洋，或在径流过程中泄露地表转化为地表水，然后再返回海洋。地壳浅表的水分就是这样长期地往复不已地互相转化着，从而为地球上生命的繁衍提供了必

要条件。

根据水循环的途径不同，可分为小循环和大循环。小循环是指由海洋表面蒸发的水汽，又以降水形式落入海洋；或者由大陆表面（包括陆地水体表面、土面及植物叶面等）蒸发的水汽，仍以降水形式落回陆地表面。这种发生在局部范围内的水循环过程称为小循环。而大循环则是由海洋表面蒸发的水汽，随气流带到大陆上空，形成降水落回地面，再通过径流（地表的及地下的）返回海洋的过程。这种发生在海陆之间的循环过程称为大循环。前者受局部气象因素控制；后者受全球性气候控制。因此调节小循环条件，加强小循环的频率和强度，可改善局部干旱地区的气候；而对大循环条件的改变，目前仍为人力所不及。

总之，水分的转化是通过循环实现的。蒸发、降水和径流是水循环过程中的主要环节。从数量上研究水的循环，即是水的均衡。

全球范围内降水量、蒸发量的分布随纬度变化，年降水量和年蒸发量保持平衡，而且这种平衡基本上是长期不变的（图1－2）。J.R.Mather计算，地球上每年的水量收支为：

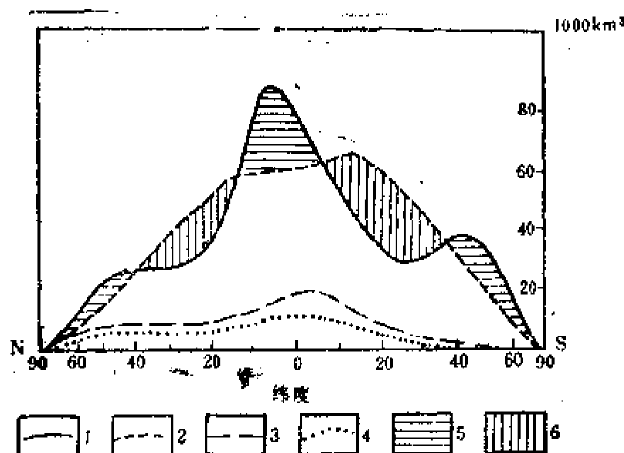


图1-2　全球降水、蒸发分布图

（转引自中山大学等1978年编《自然地理学》上册）

1—全球降水总量；2—全球蒸发总量；3—陆地降水量；4—陆地蒸发量；

5—水分过剩；6—水分不足

海洋范围内降水量（X_M）382,000km³

大陆范围内降水量（X_C）106,000km³

海洋范围内蒸发量（Z_M）419,000km³

大陆范围内蒸发量（Z_C）69,000km³

比较计算结果可看出：

$$X_M + X_C = Z_M + Z_C$$

这就是全球范围内水均衡的基本表达式。对于某一地区某一时期内水量的收入和支出也可用水均衡方程式表示：

若以X_0表示某地区某时期内的降水量；

Z_0表示该地区同时期内的蒸发量；

Y_1和Y_2分别表示该地区同期内径流(包括地表和地下径流)的流入量和流出量。那么，对于这一时期则可得出：

$$\pm\triangle V = X_0 + Y_1 - Z_0 - Y_2$$

式中$\pm\triangle V$表示在这一时期内区域内蓄存水体积的变量，"+"表示水量的增量；"-"表示水量的减量。从多年平均状态来看，区域内水体积变量趋于零，因此上式可写成：

$$X_0 + Y_1 = Z_0 + Y_2$$

对于不存在径流流出和流入的内陆流域来说，上式还可简化为：

$$X_0 = Z_0$$

从图1～2可以看出：大陆地区的降水量大于蒸发量，海洋表面的蒸发占全球蒸发量的83%以上，是形成降水的最主要来源。正因如此，海陆分布对降水的分布有重要影响。其次，降水量的分布随纬度增高而减少，这就导致水资源空间分布的不均匀性。因此研究水循环和水均衡，对认识一个地区水资源的形成和合理利用具有重要意义。

第二节 与水循环有关的气象因素

地球的最外层为大气所包围。大气中的水汽是地球水圈的一个组成部分；自然界中水循环的最重要环节—蒸发、降水，都与大气的物理状态有密切关系，气象和气候因素对水资源的形成和分布具有重要影响。

一、大气圈的结构

大气主要成分是氮(78%)和氧(21%)，此外还有二氧化碳、臭氧、水汽及固体尘埃等。水汽的含量变化很大，一般占0.01～4%。

地球的表面即是大气圈的下限，而大气圈的上限很难确定，因为大气的密度随高度增加呈指数函数减少。据地球卫星探测资料，其上限高度可达2000～3000km。根据大气的温度、成分及其它物理性质可自地表往上将大气圈分为五层，即对流层、平流层、中层、热层和外层。

对流层最接近地表，受到地面的热影响，经常发生上升或下降的气流活动，因此得名。炎热的赤道区对流层的上界约17～18km，中纬度带约10～12km，寒冷的极地地区仅8～9km。大气中的水汽主要分布在对流层内。因此，对流层的高度也决定了水循环的上限。对流层的温度，由地面往高空随高度增加而递减，大气具有大规模的对流运动，垂直乱流混合剧烈，对流层的物理状态随时间和空间都有显著变化，从而决定了天气和气候的复杂变化。以下讨论的气象要素变化，主要针对对流层而言。

二、大气的热源

太阳的热辐射是地表和大气的最主要热源。据近年来宇航观测资料，大气层的上界面每cm^2面积上每分钟接受的太阳辐射能量约8.16J。由于大气的主要成分氮和氧几乎不吸收太阳辐射能，水汽和二氧化碳则主要吸收波长较长的红外光线，而太阳辐射主要是短波辐射，故大气所直接吸收的太阳辐射能仅占15%其，余部分约有42%通过反射和散射返回宇宙空间，43%达到地球表面。地表接受辐射增热后，自身再向大气和宇宙空间辐射能量。此类辐射主要是长波辐射，故大部为大气吸收而增温。此外，空气与地面直接接

触，由于热传导、对流而升温，更是大气增温的主要原因。因此，地表是大气的二次热源。地表热力状况在空间和时间上的变化，直接引起大气物理状态的变化。

三、主要气象要素的变化

1．气温：由于地球是大气的第二热源，因此地表的热力状况随时间和空间的变化必然导致气温的相应变化。

气温随时间的变化是指一个地区气温的昼夜变化、季节变化和多年变化。

气温随空间的变化包括水平方向和垂直方向的变化。高度相同的地区，气温变化主要受纬度的控制，一般自赤道向两极由高到低。以同一时期各地区气温平均值绘制等温线图来表示气温水平变化。垂直方向的变化，是指同一地点不同高度上气温的变化。在对流层内，气温随高度增加而递减，一般每升高100m，气温约降低0.5℃。

2．气压：大气的质量施加在地表或地表物体上的压力称为大气压力，常用毫米水银柱高度表示。在标准状态下（气温为0℃时，纬度45°的海平面上）的气压为760毫米水银柱高度，即约相当10^5Pa。

由于大气的质量随高度增加而降低，因此压力也随高度增加而降低。而地表热力状况的差异，则造成气压在水平方向的变化。赤道地带气温高，热气流上升猛烈，对流层厚度较大，故在赤道上空，气压较两侧地带大，大气向两侧运动。两侧地带由于发生下降气流使近地面处空气密度加大。因此在邻近地面的下部，赤道地带形成低压带，两侧则形成亚热带高压带，地表遂产生由两侧向赤道运动的气流。两极气温低，空气密度大，也形成高压带。在两极和亚热带的高压带之间形成相对低压带。

地表覆盖状况不同，热力状态有很大差异。例如，由于水和岩石的热容量差别较大，因此冬季大陆气温较海洋低，气压则高于海洋地区，夏季则正好相反。这就造成了海陆之间的气压差，而形成了周期性的季风。气压差别引起气流，气流运动使大气中的水分与热量重新分配，从而引起各种复杂的天气现象。

3．湿度：大气中水汽含量构成了空气湿度。水汽具有重量，所以也有压力。空气中水汽含量的多少，可以用重量或压力表示。湿度分为绝对湿度和相对湿度两种。绝对湿度表示某一地区某一时刻空气中水汽的含量。采用重量单位时，用1 m^3空气中所含水汽的g数表示，重量单位绝对湿度代表符号为m。采用压力单位时，为空气中所含水汽分压相当于水银柱高度的mm数，或以毫巴表示（1毫巴＝10^2Pa），代表符号为e。绝对湿度只能说明某一时刻空气中水汽含量的多少，而不能表明此时空气中水汽含量的饱和程度。因此又有相对湿度的概念。

空气中所能容纳的最大水汽数量随着气温升高而增大（表1－1）。某一温度下，空气中可容纳的最大水汽数量，称为该温度下的饱和水汽含量，同样也可用重量单位（代号为M），或压力单位（代号为E）表示。

表1－1　不同温度下的饱和水汽含量

t℃	-30°	-20°	-10°	0°	10°	20°	30°
E(mm)	0.4	1.0	2.2	4.6	9.2	17.5	31.9
M(g/m³)	0.5	1.1	2.4	4.8	9.4	17.3	30.4

绝对湿度和饱和水汽含量之比即为相对湿度（r），即

$r=(e/E)\times100\%$，或$r=(m/M)\times100\%$。相对湿度以百分比表示之。

相对湿度可通过计算求得。若气温为20℃，绝对湿度$e=4.6$mm，则查表1－1得$E=17.5$mm，相对湿度$r(20℃)=(e/E)\times100\%=(4.6/17.5)\times100\%=26.3\%$，气温下降到0℃，$E=4.6$mm，则$r(0℃)=100\%$。

由此可见，由于饱和水汽含量随温度降低而减小，因此当绝对湿度不变时，随气温下降，相对湿度随之增高。当绝对湿度与饱和水汽含量相等，相对湿度等于100%。空气中水汽达到饱和时的气温称为露点。当气温降到露点以下，空气中过剩的水汽即凝结而形成不同形式的液态或固态降水。

4．**蒸发**：在常温下水由液态变为气态进入大气的过程称为蒸发。空气中的水汽主要来自地表水、地下水、土壤和植物的蒸发。有了蒸发作用，水循环才得以不断进行。

水面蒸发的速度和数量取决于许多因素（气温、气压、湿度、风速等），其中主要决定于气温和绝对湿度的对比关系。气温决定了空气的饱和水汽含量，而绝对湿度则是该温度下空气中实有的水汽含量，该两水汽含量之差称为饱和差（d），即$d=E-e$。蒸发速度或强度与饱和差成正比，即饱和差愈大，蒸发速度也愈大。同理，相对湿度愈小，则饱和差愈大，蒸发速度也愈大。

风速是影响水面蒸发的另一重要因素。蒸发的水汽容易积聚在水面上而妨碍进一步蒸发，风将水面蒸发出来的水汽不断吹走，蒸发加快，因此，风速愈大，蒸发就愈强烈。

蒸发包括水面蒸发、土面蒸发、叶面蒸发等。通常用水面蒸发量的大小表征一个地区蒸发的强度。气象部门常用蒸发皿（直径数十分米的圆皿）测定某一时期内蒸发水量，以蒸发的水柱高度mm数表示蒸发量，如北京的多年平均年蒸发量为1102mm。

必须注意，气象部门提供的蒸发量，只能说明蒸发的相对强度，而不代表实际的蒸发水量。因为通常一个地区不全是水面，并且，用小直径的蒸发皿测得的蒸发量比实际的水面蒸发量要偏大许多。

5．**降水**：当空气中水汽含量达饱和状态时，超过饱和限度的水汽便凝结，以液态或固态形式降落到地面，这就是降水。空气冷却是导致水汽凝结的主要条件。暖湿气团由于各种原因变冷就可以产生降水。其中最常见的是锋面降水。当暖湿气团与冷气团相遇时，在两者接触的锋面上，水汽大量凝结形成降水。气象部门用雨量计测定降水量，以某一地区某一时期的降水总量平铺于地面得到的水层高度mm数表示。

降水是水循环的主要环节之一，一个地区降水量的大小，决定了该地区水资源的丰富程度，对地下水资源的形成具有重要影响。

以上介绍了主要气象要素的基本概念，这些气象要素的变化决定了大气的物理状态。在一定地区一定时间内，各种气象因素综合影响所决定的大气物理状态称为天气。而某一区域天气的平均状态（用气象要素多年平均值表征），称为该地区的气候。无论是变化迅速的气象要素，还是变化缓慢的气候因素，对于自然界水循环过程，以至地下水的时空分布都具有重要影响。

第三节　径　流

径流是水循环的重要环节和水均衡的基本要素，系指降落到地表的降水在重力作用下

沿地表或地下流动的水流。因此，径流可分为地表径流和地下径流，两者具有密切联系，并经常相互转化。据统计，全球大陆地区年平均有47000km³的水量通过径流返回海洋，约占陆地降水量的40%。这部分水量大体上是可资人类利用的淡水资源。

地表径流和地下径流均有按系统分布的特点。汇注于某一干流的全部河流的总体构成一个地表径流系统，称为水系。一个水系的全部集水区域，称为该水系的流域。流域范围内的降水均通过各级支流汇注于干流。相邻两个流域之间地形最高点的连线即为分水线，又称分水岭。这些概念同样可用于地下水，但地下水的系统不像地表水系那样明显和易于识别，具有自己的一些特点。

在水文学中常用流量、径流总量、径流深度、径流模数和径流系数等特征值说明地表径流。水文地质学中有时也采用相应的特征值来表征地下径流。

流量（Q）　系指单位时间内通过河流某一断面的水量，单位为m^3/s。流量Q等于过水断面面积F与通过该断面的平均流速V的乘积，即：

$Q=V\cdot F$。

径流总量（W）　系指某一时段T内，通过河流某一断面的总水量，单位为m^3。可由下式求得：$W=Q\cdot T$。

径流模数（M）　系指单位流域面积F(km^2)上平均产生的流量，以$L/s\cdot km^2$为单位，计算式为：　$M=\frac{Q}{F}\cdot 10^3$　　（$1L=10^{-3}m^3$）

径流深度（Y）　系指计算时段内的总径流量均匀分布于测站以上整个流域面积上所得到的平均水层厚度，单位为mm，计算式为：

$$Y=\frac{W}{F}\cdot 10^{-3}。$$

径流系数（α）　为同一时段内流域面积上的径流深度Y（mm）与降水量X（mm）的比值：

$\alpha=\frac{Y}{X}$，　以小数或百分数表示。

以上各特征值的换算关系见表1—2。

表1—2　径流特征值换算关系

关系式 特征值 / 特征值	Q(m^3/s)	W(m^3)	M($L/s\cdot km^2$)	Y(mm)
Q(m^3/s)	——	$\frac{W}{T}$	$M\cdot F\cdot 10^{-3}$	$\frac{Y\cdot F}{T}\cdot 10^3$
W(m^3)	$Q\cdot T$	——	$M\cdot F\cdot T\cdot 10^{-3}$	$Y\cdot F\cdot 10^3$
M($L/s\cdot km^2$)	$\frac{Q}{F}\cdot 10^3$	$\frac{W}{T\cdot F}\cdot 10^3$	——	$\frac{Y}{T}\cdot 10^6$
Y(mm)	$\frac{Q\cdot T}{F}\cdot 10^{-3}$	$\frac{W}{F}\cdot 10^{-3}$	$M\cdot T\cdot 10^{-6}$	——

第四节　我国水循环概况

我国绝大部分地区均为季风气候，一年中雨季与旱季分明，降水的时空分布很有规律，这与我国特殊的地理格局有关。

我国位于世界最大陆地—欧亚大陆东缘，南北地跨亚热带、温带及亚寒带；西部是世界上最高大的青藏高原，东濒世界最大水体太平洋。

就全球而言，亚热带及接近两极地带是高气压带。由于海陆分布的影响，对我国气候起控制作用的则是两个高气压中心：形成于海洋的夏威夷亚热带高压中心，带来暖湿气流；形成于大陆腹地的蒙古寒带高压中心，带来干寒气流。

由于水的比热远大于岩石，所以在太阳辐射影响下，陆地增温及散热迅速，海洋则缓慢。冬季，大陆因太阳辐射减少急剧降温，空气冷却，密度增大，蒙古高压中心增强；海洋降温慢，空气密度相对较小，夏威夷高压减弱；此时，我国大部分地区盛行西北季风，寒流所及，天气干冷晴朗。夏季，太阳辐射增强，陆地增温强烈，蒙古高压迅速衰退，海洋温度相对较低，夏威夷高压相对强盛。我国大部盛行东南风。

来自海洋的湿热气流与来自陆地腹地的冷气流相遇，则在锋面上产生降水。随着季节变化，两种气流互为消长，锋面随之推移。一般年份，四月份锋面相遇于我国东南沿海一带，这一带雨季开始。六月，随着海洋气团加强，锋面稳定于长江沿线，形成连绵不已的"黄梅雨"。七、八月间，随着锋面推进到华北、东北南部及我国西部内地，这一地区进入雨季，南方雨量减少。秋季，蒙古高压加强，夏威夷高压减弱，西北季风开始控制大陆，出现秋高气爽的天气。冬季，蒙古高压强盛，形成多次寒潮。

东部季风影响不能波及我国西部腹地。新疆西北部受大西洋气流控制，雨季出现于五、六月间。青藏高原南部及云南高原则受西南季风及印度洋季风影响，六至九月为雨季。

由于季风气候的控制，旱季、雨季分明，降水集中使我国水资源在时间上分配相当不均匀。雨季降水丰沛，是水循环积极进行时期。即使是较干旱的地区，由于全年降水绝大部分集中于短期内降落，江、河、湖泊及其他地表水体的水量均得以补充，不少地区甚至江河漫溢，酿成洪涝灾害。地下水在此期间也获得大量雨水入渗补给。旱季降水比较稀少，地表水及地下水都以或快或慢的速度流向海洋，或以不同的蒸发强度转入大气圈，补给量小于排出量，总水量逐渐消耗减少。

由于水循环过程的不均匀性造成各地区水量随时间变化，给用水带来不利影响。降水集中的雨季过后，地表径流迅速流走而不能充分利用。地下径流速度比地表水缓慢得多，当地表间歇河流已经干涸，大小溪流流量急剧减少之际，地下水仍能保持一定的水量和水位高度，这样，不但其本身仍保持供给相当水量的能力，还能源源不断地补充与其有联系的地表水，使其保持一定的旱季流量。地下水对水循环的滞缓，对于水量在时间上的分配起着调节作用，使之趋于较为均匀，对于水资源利用是很有利的。

我国水循环的另一重要特征就是降水在空间分布上的不均匀性。例如东南沿海地区年均降水量均在1500mm以上，最大可达2000～3000mm；长江流域约1200mm，华北地区一般在600～800mm；而新疆塔里木盆地降水量仅在50mm以下，有的地方几乎终年无雨。

这就导致水资源在空间分布上的不均匀性。据最近公布的水资源资料，我国年地表径流量约2.78万亿m^3，长江流域及其以南地区占75%以上，华北、西北地区仅占10%。全国年地下径流量约7000亿m^3，长江流域及其以南地区占60%；华北及西北地区仅占20%。在这样的水资源条件下，各地区水的需求的满足程度不同。一般说来，长江流域及其以南地区，降水较为充沛，水循环总量可满足生产及生活的需要；但由于水量季节分配不均匀，某些地区在干旱季节，尤其干旱年份仍感到缺水。华北、东北地区，一般雨季水量不少，但干旱季节长，普遍感到缺水，总的说来水量不能满足要求。西北干旱或沙漠地区，降水稀少，水资源贫乏，形成大范围的荒漠，仅在盆地边缘由于获得山区冰川和积雪融化水补给，形成局部水源较为丰富的“绿洲”。如河西走廊的“绿洲”，即由祁连山冰雪融化水补给；天山南北沿塔里木、准噶尔沙漠边缘的“绿州”也同样以周围山地高山融雪水为水源。

无论地表水或地下水，都是自然界水循环中的一个环节，均以大气降水为其补给来源。因此，一个地区水资源的丰富程度主要取决于降水量的多寡。降水量大的地区，水资源较为丰富；反之，水资源贫乏。由于降水在时间上分配的不均匀，在总径流量中占主要地位的地表径流由于循环速度快，利用率受到限制；而地下径流比较滞缓，分布也较广泛，无论在时间上和空间上均可起到一定的调节作用；从而大大提高了地下水在水资源中的价值和地位。但是，我们必须充分认识到，只有降水才是地下水补给的最主要来源。在某些降水十分稀少的干旱地区，甚至沙漠地区，有时也能发现一定数量的地下水。它们或者是从周围高山冰雪融水获得补充，实际上仍是固体降水的转化补给；或者是在长期地质历史或历史时期中集聚起来的，是多年水循环的积累。而可以长期供给利用的水量，只能是该地区经常参与水循环的那部分水量。当用水量超过参与水循环的总水量时，实际上是在提取多年积存的地下水；这部分水量是难以短期恢复补充的，从实际应用的角度而言，有时甚至是无法恢复的。因此，把地下水资源的形成作为自然界水循环过程中的一个环节加以研究，是水文地质学的一个基本出发点。

第二章　地下水的赋存

第一节　岩石中的空隙和水分

一、岩石中的空隙

地壳表层十余公里范围内，都或多或少存在着空隙，特别是深部一、两公里以内，空隙分布较为普遍。这就为地下水的赋存提供了必要的空间条件。按维尔纳茨基（В.И.Вернадский）的形象说法，"地壳表层就好象是饱含着水的海绵"。

岩石空隙是地下水储存场所和运动通道。空隙的多少、大小、形状、连通情况和分布规律，对地下水的分布和运动具有重要影响。

将岩石空隙作为地下水储存场所和运动通道研究时，可分为三类，即：松散岩石中的空隙，坚硬岩石中的裂隙和可溶岩石中的溶穴。

1.**孔隙**：松散岩石是由大小不等的颗粒组成的。颗粒或颗粒集合体之间的空隙，称为空隙(参见图2—1中1～6)。

岩石中孔隙体积的多少是影响其储容地下水能力大小的重要因素。孔隙体积的多少可用孔隙度表示。孔隙度是指某一体积岩石（包括孔隙在内）中孔隙体积所占的比例。

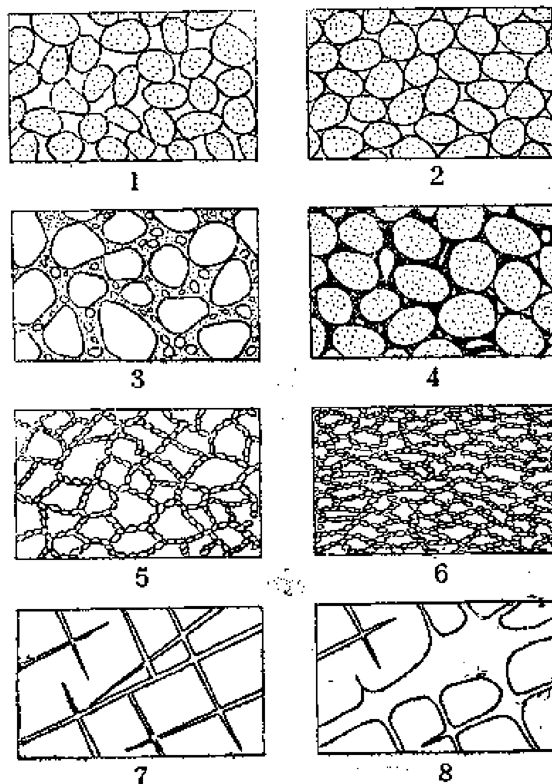


图2—1　岩石中的各种空隙

（据迈因策尔修改补充）

1—分选良好，排列疏松的砂；2—分选良好，排列紧密的砂；3—分选不良的，含泥、砂的砾石；4—经过部分胶结的砂岩；5—具有结构性孔隙的粘土；6—经过压缩的粘土；7—具有裂隙的岩石；8—具有溶隙及溶穴的可溶岩

＊另一种表示松散岩石中孔隙多少的参数是孔隙比。岩石的孔隙比（e，简称隙比）是指某一体积岩石内孔隙的体积（V_n）与固体颗粒体积（V_s）的比值，即$e=V_n/V_s$或$e=(V_n/V_s)\times100\%$。因为$V=V_n+V_s$，故孔隙度与孔隙比之间有如下关系：$e=\frac{n}{1-n}$。松散岩石压缩（或膨胀变形）时，孔隙体积（V_n）发生变化，而颗粒体积（V_s）不变。故孔隙比与孔隙体积变化成正比，在涉及变形时，采用孔隙比方便些；而涉及水的储容与流动时，则采用孔隙度。

若以n表示岩石的孔隙度，V表示包括孔隙在内的岩石体积，V_n表示岩石中孔隙的体积，则：

$$n=\frac{V_n}{V} \quad 或 \quad n=\frac{V_n}{V}\times 100\%$$

孔隙度是一个比值，可用小数或百分数表示。

孔隙度的大小主要取决于分选程度及颗粒排列情况，另外颗粒形状及胶结充填情况也影响孔隙度。对于粘性土，结构及次生孔隙常是影响孔隙度的重要因素。

为了说明颗粒排列方式对孔隙度的影响，我们不妨设想一种理想的情况，即构成松散岩石的颗粒均为等粒圆球；当其为立方体排列时（图2—2,a），可算得孔隙度为47.64%，为四面体排列时（图2—2，b），孔隙度仅为25.95%。由几何学可知，六方体排列为最松散排列，四面体排列为最紧密排列，自然界中松散岩石的孔隙度大多介于此两者之间。

应当注意，上述讨论并未涉及圆球的大小。如图2—3所示，三种颗粒直径不同的等粒岩石，排列方式相同时，孔隙度完全相同。

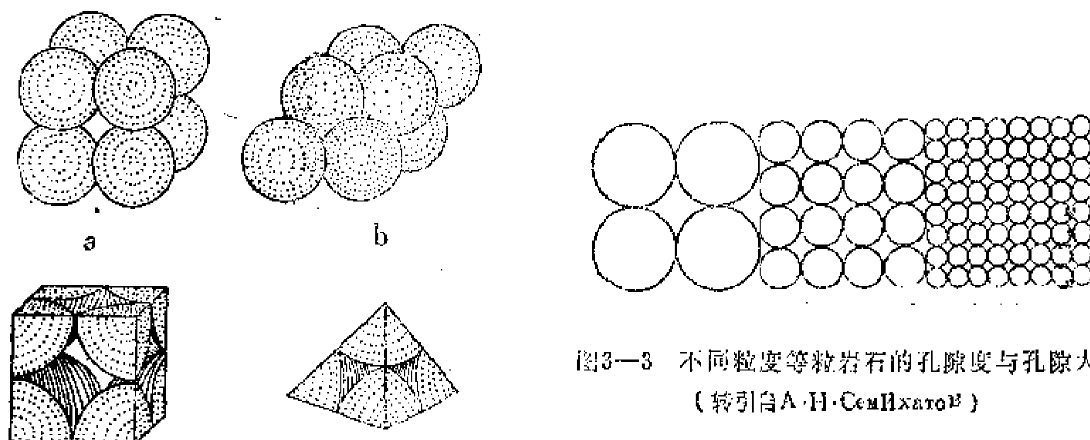


图2—2　颗粒的排列形式（参照格雷通）

a—立方体排列；b—四面体排列

图3—3　不同粒度等粒岩石的孔隙度与孔隙大小
（转引自A·H·Семихатов）

自然界中并不存在完全等粒的松散岩石。分选程度*愈差，颗粒大小愈悬殊的松散岩石，孔隙度便愈小。细小颗粒充填于粗大颗粒之间的孔隙中，自然会大大降低孔隙度（图2—1中3、4）。当某种岩石由两种大小不等的颗粒组成，且粗大颗粒之间的孔隙，完全为细小颗粒所充填时，则此岩石的孔隙度等于由粗粒和细粒单独组成时的岩石的孔隙度的乘积。

自然界中的岩石的颗粒形状多是不规则的。组成岩石的颗粒形状愈不规则，棱角愈明显，通常排列就愈松散，孔隙度也愈大。

粘土的孔隙度往往可以超过上述理论上最大孔隙度值。这是因为粘土颗粒表面常带有电荷，在沉积过程中粘粒聚合，构成颗粒集合体，可形成直径比颗粒还大的结构孔隙（图2—1中5和6）。此外，粘性土中往往还发育有虫孔、根孔、干裂缝等次生空隙。

* 在颗粒成分累积曲线上，取累积含量为60%处的颗粒直径d_{60}，除以累积含量为10%处的颗粒直径d_{10}，得不等粒系数$f=d_{60}/d_{10}$，此系数可表征松散岩石的分选程度。

表2—1列出自然界中主要松散岩石孔隙的参考数值。

表2—1　　　　松散岩石孔隙度参考数值（据R.A.Freeze）

岩石名称	砾石	砂	粉砂	粘土
孔隙度变化区间	25～40%	25～50%	35～50%	40～70%

孔隙大小对地下水运动影响很大。孔隙通道最细小的部分称作孔喉，最宽大的部分称作孔腹(图2—4)；孔喉对水流动的影响更大，讨论孔隙大小时可以用孔喉直径进行比较。

孔隙大小取决于颗粒大小(图2—3)。对于颗粒大小悬殊的松散岩石，由于粗大颗粒形成的孔隙被细小颗粒所充填，孔隙大小取决于实际构成孔隙的细小颗粒的直径（图2—1，3）。

颗粒排列方式也影响孔隙大小。仍以理想等粒园球状颗粒为例，设颗粒直径为D，孔喉直径为d，则作立方体排列时，$d=0.414D$*（图2—4，图2—5，a）；作四面体排列时，$d=0.155D$（图2—5b）。

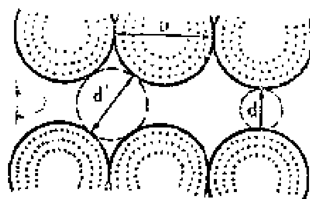


图2—4　孔喉（直径为d）与孔腹（直径为d′）通过孔隙通道中心切面图
假定颗粒为等粒球体（直径为D）作立方体排列

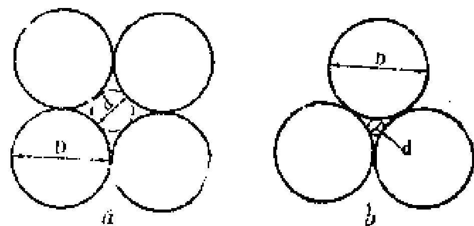


图2—5　排列方式与孔隙大小关系
a—立方体排列；b—四面体排列

显然，对于粘性土，决定孔隙大小的不仅是颗粒大小及排列，结构孔隙及次生空隙的影响是不可忽视的。

2.裂隙：固结的坚硬岩石，包括沉积岩、岩浆岩和变质岩，一般不存在或只保留一部分颗粒之间的孔隙，而主要发育各种应力作用下岩石破裂变形产生的裂隙。

按裂隙的成因可分成岩裂隙、构造裂隙和风化裂隙。

成岩裂隙是岩石在成岩过程中由于冷凝收缩（岩浆岩）或固结干缩（沉积岩）而产生的。岩浆岩中成岩裂隙比较发育，尤以玄武岩中柱状节理最有意义。构造裂隙是岩石在构造变动中受力而产生的。这种裂隙具有方向性，大小悬殊（由隐蔽的节理到大断层），分布不均一。风化裂隙是风化营力作用下，岩石破坏产生的裂隙，主要分布在地表附近。有关各种成因裂隙的形成分布规律详见第八章。

裂隙的多少以裂隙率表示。裂隙率（K_r）是裂隙体积(V_r)与包括裂隙在内的岩石体积(V)的比值，即$k_r=V_r/V$或$K_r=(V_r/V)\times100\%$。除了这种体积裂隙率，还可用面裂隙率**或线裂隙率***说明裂隙的多少。野外研究裂隙时，应注意测定裂隙的方向，宽度、延伸长

*此时孔腹直径$d'=0.732D$，可见图2—4。

**面裂隙率即单位面积岩石上裂隙面积所占的比例，即$K_a=\Sigma b_i l_i/F$或$K_a=(\Sigma b_i\cdot l_i/F)\times100\%$，式中，$K_a$—面裂隙率；$\Sigma b_i l_i$—在测量面积内每根裂隙宽度和长度乘积的总和；F—进行裂隙测量的岩石面积。

***线裂隙率，即与裂隙走向垂直方向上单位长度内裂隙所占的比例，即$K_l=\Sigma b_i/l$或$K=(\Sigma b_i/l)\times100\%$，式中。$K_l$—线裂隙率；$\Sigma b_i$—裂隙宽度总和；l—测量线段的长度

度、充填情况等，因为这些都对水的运动具有重要影响。

3.溶穴：可溶的沉积岩，如岩盐、石膏、石灰岩和白云岩等，在地下水溶蚀下会产生空洞，这种空隙称为溶穴（隙）。溶穴的体积（V_k）与包括溶穴在内的岩石体积（V）的比值即为溶岩率（K_k），即$K_k=V_k/V$或$K_k=(V_k/V)\times 100\%$。

溶穴的规模十分悬殊，大的溶洞可宽达数十米，高数十乃至百余米，长达几至几十公里，而小的溶孔直径仅几毫米。岩溶发育带岩溶率可达百分之几十，而其附近岩石的岩溶率几乎为零。

自然界岩石中空隙的发育状况远较上面所说的复杂。例如，松散岩石固然以孔隙为主，但某些粘土干缩后可产生裂隙，而这些裂隙的水文地质意义，甚至远远超过其原有的孔隙。固结程度不高的沉积岩，往往既有孔隙，又有裂隙。可溶岩石，由于蚀溶不均一，有的部分发育溶穴，而有的部分则为裂隙，有时还可保留原生的孔隙与裂缝。因此，在研究岩石空隙时，必须注意观察、收集实际资料，在事实的基础上分析空隙的形成原因及控制因素，查明其发育规律。

岩石中的空隙，必须以一定方式连接起来构成空隙网络，才能成为地下水有效的储容空间和运移通道。松散岩坚硬基岩和可溶岩石中的空隙网络具有不同的特点。

松散岩石中的孔隙分布于颗粒之间，连通良好，分布均匀，在不同方向上，孔隙通道的大小和多少都很接近。赋存于其中的地下水分布与流动都比较均匀。

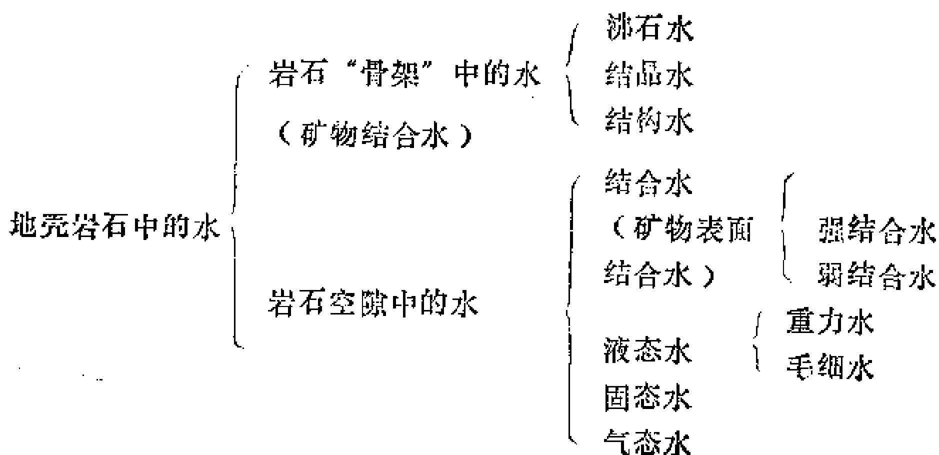
坚硬基岩的裂隙是宽窄不等，长度有限的线状缝隙，往往具有一定的方向性。只有当不同方向的裂隙相互穿切连通时，才在某一范围内构成彼此连通的裂隙网格。裂隙的连通性远较孔隙为差。因此，赋存于裂隙基岩中的地下水相互联系较差。分布与流动往往是不均匀的。

可溶岩石的溶穴是一部分原有裂隙与原生孔缝溶蚀扩大而成的，空隙大小悬殊且分布极不均匀。因此，赋存于可溶岩石中的地下水分布与流动通常极不均匀。

赋存于不同岩层中的地下水，由于其含水介质特征不同，具有不同的分布与运动特点。因此，按岩层的空隙类型区分为三种类型地下水——孔隙水、裂隙水和岩溶水。

二、岩石中水的存在形式

地壳岩石中存在着以下各种形式的水：



水文地质学重点研究的对象是岩石空隙中的水。

1.结合水：松散岩石的颗粒表面及坚硬岩石空隙壁面均带有电荷。水分子又是偶极体，由于静电吸引，固相表面具有吸附水分子的能力（图2—6）。根据库仑定律，电场强度与距离平方成反比。因此，离固相表面很近的水分子受到的静电引力很大；随着距离增大，吸引力减弱，而水分子受自身重力的影响就愈显著。受固相表面的引力大于水分子自身重力的那部分水，称为结合水。此部分水束缚于固相表面，不能在自身重力影响下运动。

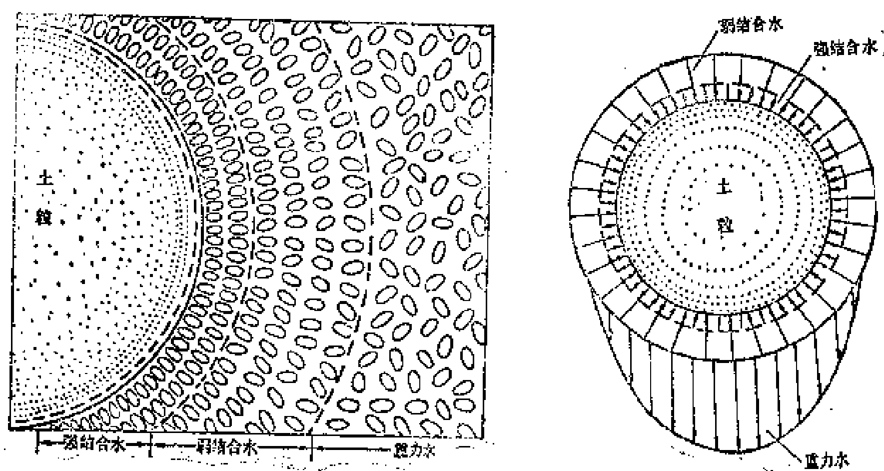


图2—6　结合水与重力水

（部分参照列别捷夫）

左图中椭圆形小粒代表水分子，结合水部分的水分子带正电荷一端朝向颗粒；

右图中箭头代表水分子所受合力方向

由于固相表面对水分子的吸引力自内向外逐渐减弱，结合水的物理性质也随之发生变化。因此，将最接近固相表面的结合水称为强结合水，其外层称为弱结合水*（图2—6）。

强结合水（又称吸着水）的厚度，不同研究者说法不一，一般认为相当于几个水分子的厚度；也有人认为，可达几百个水分子厚度。它所受到的引力可相当于101325×10^4Pa，水分子排列紧密，其密度平均达2g/cm^{3}左右。不能流动，但可转化为气态水而移动。

弱结合水（又称薄膜水）处于强结合水的外层，受到固相表面的引力比强结合水弱，但仍存在范德华尔斯〔Van der Woals〕引力和强结合水最外层水分子的静电引力的合力的影响，不同学者认为其厚度为几十、几百或几千个水分子厚度。水分子排列不如强结合水规则和紧密，溶解盐类的能力较低。弱结合水的外层能被植物吸收利用。

结合水区别于普通液态水的最大特征是具有抗剪强度，即必须施一定的力方能使其发生变形。结合水的抗剪强度由内层向外层减弱。当施加的外力超过其抗剪强度时，外层结合水发生流动，施加的外力愈大，发生流动的水层厚度也加大。

2.重力水：距离固体表面更远的那部分水分子，重力对它的影响大于固体表面对它的

---

*关于粘土矿物表面与结合水的连接有物理连接（此处所论述的即为物理连接）和化学连接两种看法，主张化学连接者认为，弱结合水相当双电层中吸附层的水，强结合水相当双电层中扩散层中的水。后一观点可参见土质学教科书及地质出版社1984出版的《土中结合水译文集》。

吸引力，因而能在自身重力影响下运动，这部分水就是重力水。

重力水中靠近固体表面的那一部分，仍然受到固体引力的影响，水分子的排列较为整齐。这部分水在流动时呈层流状态，而不作紊流运动。远离固体表面的重力水，不受固体引力的影响，只受重力控制。这部分水在流速较大时容易转为紊流运动。

岩土空隙中的重力水能够自由流动。井泉取用的地下水，都属重力水，是水文地质研究的主要对象。

3.**毛细水**：将一根玻璃毛细管插入水中，毛细管内的水面即会上升到一定高度，这便是发生在固、液、气三相界面上的毛细现象。

松散岩石中细小的孔隙通道构成毛细管，因此在地下水面以上的包气带中广泛存在毛细水。

由于毛细力的作用，水从地下水面沿着小孔隙上升到一定高度，形成一个毛细水带，此带中的毛细水下部有地下水面支持，因此称为支持毛细水（图2—7）。

细粒层次与粗粒层次交互成层时，在一定条件下，由于上下弯液面毛细力的作用，在细土层中会保留与地下水面不相连接的毛细水，这种毛细水称为悬挂毛细水（图2—7）。

在包气带中颗粒接触点上还可以悬留孔角毛细水（触点毛细水），即使是粗大的卵砾石，颗粒接触处孔隙大小也总可以达到毛细管的程度而形成弯液面，将水滞留在孔角上（图2—8）。

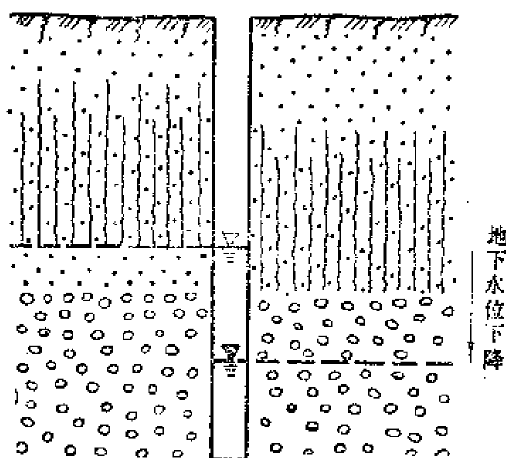


图2—7　支持毛细水与悬挂毛细水

井左侧表示高水位时砂层中支持毛细水；右侧表示水位降低后砂层中悬挂毛细水；砾石层中孔隙直径已超过毛细管，故不存在支持毛细水

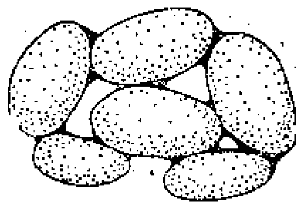


图2—8　孔角毛细水

关于毛细现象的实质及毛细水运动规律详见第三章第四节。

4.**气态水、固态水及矿物中的水**：在未饱和水的空隙中存在着气态水。气态水可以随空气流动而流动。另外，即使空气不流动，它也能从水汽压力（绝对湿度）大的地方向小的地方迁移。气态水在一定温度、压力条件下，与液态水相互转化，两者之间保持动平衡。

岩石的温度低于0℃时，空隙中的液态水转为固态水。我国北方冬季常形成冻土。东北及青藏高原，有一部分地下水多年中保持固态，这就是所谓多年冻土。

除了存在于岩石空隙中的水，还有存在于矿物结晶内部及其间的水，这就是沸石水、

结晶水及结构水。如方沸石（$Na_2Al_2Si_4O_{12}\cdot nH_2O$）中就含有沸石水，这种水在加热时可以从矿物中分离出去。

三、与水分的储容和运移有关的岩石性质

岩石空隙的大小和多少与水分的储容和运移有密切关系。特别是空隙的大小具有决定意义。在一个足够大的空隙中，从空隙壁面向外，依次分布着强结合水、弱结合水和重力水。空隙愈大，重力水占的比例愈大；反之，结合水占的比例就愈大；当空隙直径小于结合水层厚度的两倍时，空隙中全部充满结合水，而不存在重力水了。例如，粘土的微细孔隙中或基岩的闭合裂隙中，几乎全部充满着结合水；而砂砾石和具有宽大裂隙或溶穴的岩层中，重力水所占的比例很大，结合水的数量则微不足道。因此，空隙大小和数量不同的岩石，容纳、保持、释出及透过水的能力有所不同。

1．容水度：容水度是指岩石完全饱水时所能容纳的最大的水体积与岩石总体积的比值。可用小数或百分数表示。一般说来容水度在数值上与孔隙度（裂隙率、岩溶率）相当。但是对于具有膨胀性的粘土，充水后体积扩大，容水度可大于孔隙度。

2．含水量：松散岩石的包气带中通常滞留较多的水分，为了说明其实际含水状况，可用含水量表示。

松散岩石孔隙中所含水的重量（G_w）与干燥岩石重量（G_s）的比值，称为重量含水量（Wg），即：

$$Wg=\frac{G_w}{G_s}\times 100\%$$

含水的体积（V_ω）与包括孔隙在内的岩石体积（V）的比值，称为体积含水量（W_v），即

$$W_v=\frac{V_\omega}{V}\times 100\%$$

当水的比重为1，岩石的干容重（单位体积干土的重量）为γ_d时，重量含水量与体积含水量的关系为：

$$Wv=Wg\cdot\gamma_d$$

岩石的容水度和体积含水量之间的差值称为饱和差。体积含水量与容水度之比称为饱和度。

3．持水度：饱水岩石在重力作用下释水后，岩石中保持的水的体积与岩石体积之比，称为持水度。这部分滞留在岩石空隙中不能自由释出的水包括结合水及孔角毛细水，有时也可能包括一部分悬挂毛细水。

松散岩石的持水度与颗粒大小有密切关系。例如，颗粒细小的粘土比表面积（单位体积中固相表面面积）大，结合水含量大，持水度也大，有时可与容水度相等，在重力影响下完全不释水。砂的持水度较小，而砾石和具有宽大裂隙或溶穴的岩石，持水度微不足道。

4．给水度：地下水面下降时，水位变动范围原先饱水岩石及毛细水带中的水，将因重力作用而下移，并部分释出。地下水位下降一个单位深度，单位水平面积岩石柱体，在重力作用下释放的水的体积，称为给水度（μ）。给水度以小数或百分数表示。例如，当

水位下降2m时，1m^2水平面积岩石柱体，在重力作用下释出的水的体积为0.2m^3（换算为水柱高度为0.2m），则给水度为0.1或10%。

岩性对给水度的影响包括空隙多少及空隙大小，空隙大小的影响尤为显著。对于粗粒松散岩石及具比较宽大裂隙与溶穴的坚硬岩石，重力释水时，滞留于岩石空隙中的结合水与孔角毛细水很少，给水度在数值上很接近容水度，即接近于孔隙度；颗粒细小的粘性土，给水度往往仅为百分之几。

对于均质的松散岩石，给水度的大小还与地下水位埋藏深度及水位下降速率有关。当初始地下水位埋深小于最大毛细保持高度时，水位下降后，将有一部分重力水转入毛细水带，释出水量减少，给水度便偏小。观测表明，当地下水位下降速率大时，给水度也偏小，这点对于细粒松散岩石尤为明显。原因是：重力释水并非瞬时完成，而往往滞后于水位下降；此外，大小不同的孔道释水不同步，大的孔道优先释水，可能在小孔道中形成一部分悬挂毛细水而不再释出。

总之，对于均质的松散岩石，只当初始水位埋深足够大，水位下降速率十分缓慢时，才能达到其理论最大给水度——此时除了结合水与孔角毛细水，其余的水全都在重力影响下释出。

粗细粒层次相间分布的层状非均质松散岩石，地下水位下降时，细粒层次中会大量滞留悬挂毛细水，给水度就更小于理论最大值了。

关于松散岩石重力释水的机理，以及如何正确地求取给水度，至今仍有不少问题有待探讨。对此有兴趣的读者，可参阅参考文献〔14〕、〔15〕及〔16〕。

5．透水性：岩石的透水性是指岩石允许水透过的能力。表征岩石透水性的定量指标是渗透系数。关于渗透系数将在第三章专门讨论。在此仅讨论影响岩石透水性的因素。

我们以松散岩石为例，分析一个理想孔隙通道中水的运动情况。图2—9表示圆管状孔隙通道的纵断面，孔隙的边缘上分布着在寻常条件下不运动的结合水，其余部分是重力水。由于附着于隙壁的结合水层对于重力水，以及重力水质点之间存在着摩擦阻力，最近边缘的重力水流速趋于零，中心部分流速最大。由此可得出：孔隙直径愈小，结合水所占据的无效空间愈大，实际渗流断面就愈小；同时，孔隙直径愈小，可能达到的最大流速愈小。因此孔隙直径愈小，透水性就愈差。当孔隙直径小于两倍结合水层厚度时，在寻常条件下就不透水。

如果我们把松散岩石中的全部孔隙通道概化为一束相互平行的等径圆管（图2—10），则不难推知：当孔隙度一定而孔隙直径愈大，则圆管通道的数量愈少，但有效渗流断面愈大，透水能力就愈强；反之，孔隙直径愈小，透水能力就愈弱。由此可见，决定透水性好

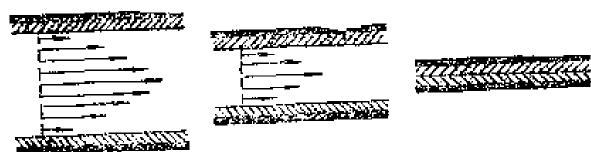


图2-9　理想圆管状空隙中重力水流速分布
（阴线部分代表结合水，箭头长度代表重力水质点实际流速）

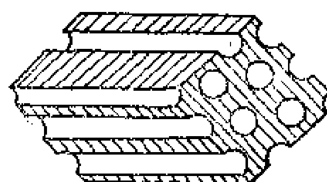


图2-10　理想化孔隙介质

坏的主要因素是孔隙大小，只有在孔隙大小相等的前提下，孔隙度才对岩石的透水性起作用，孔隙度愈大，透水性愈好。

然而，实际的孔隙通道并不是直径均一的圆管，而是直径变化、断面形状复杂的管道系统（图2—11,a）。岩石的透水能力并不取决于平均孔隙直径（图2—11,b），而在很大程度上取决于最小的孔隙直径（图2—11,c）。

此外，实际的孔隙通道也不是直线的，而是曲折的（图2—11,a）。孔隙通道愈弯曲，水质点实际流程就愈长，克服摩擦阻力所消耗的能量就愈大。

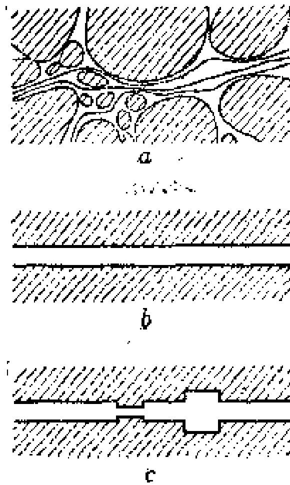


图2-11 实际孔隙通道及其概化

a—孔隙通道原型；

b—概化为沿程等径的圆管；

c—概化为沿程不等径圆管

颗粒分选性，除了影响孔隙大小，还决定着孔隙通道沿程直径的变化和曲折性（图2—11,a），因此，分选程度对于松散岩石透水性的影响，往往要超过孔隙度。

第二节 包气带和饱水带

地表以下一定深度上存在着地下水面。地下水面以上，称为包气带；地下水面以下，称为饱水带（图2—12）。

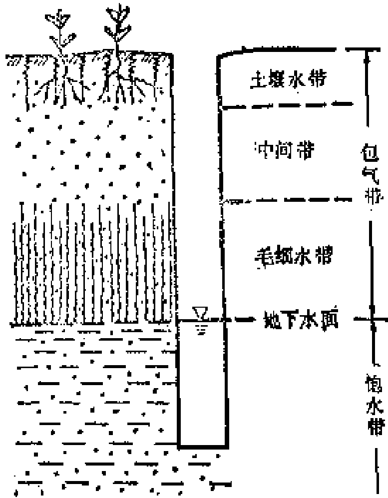


图2-12 包气带和饱水带

在包气带中，空隙壁面吸附有结合水，在细小的空隙中保持着毛细水，空隙未被液态

水占据的部分包含空气及气态水。空隙中的水超过吸附力和毛细力所能支持的量时，剩余的水便以重力水形式下渗。所有上述的水统称为包气带水。

自上而下包气带可分为三部分：土壤水带、中间带及毛细水带（图2—12）。包气带顶部植被根系活动带通常发育土壤层，其中所含的水称为土壤水*。土壤富含有机质，具有团粒结构，能以毛细水形式大量保持水分，维持植物生长。由地下水面上升的支持毛细水，在包气带底部构成毛细水带，毛细水带的下部有时也是饱水的（毛细饱和带），但由于毛细力呈现负压，压强小于大气压强，故这部分水仍不能进入井中。

包气带水对成壤作用及植物生长具有重要意义，而包气带又是饱水带与大气圈、地表水圈联系的通道。饱水带通过包气带获得大气降水和地表水的补给，又通过包气带蒸发排泄。因此，研究包气带水的形成及运动规律对阐明地下水的形成具有重要意义。

饱水带岩石空隙全部为液态水所充满，既有重力水，也有结合水。由于饱水带中的地下水连续分布，能够传递静水压力，在水头差的作用下，可以发生连续运动。饱水带中的重力水是开发利用或排除的主要对象，也是水文地质学研究的重点。后面的章节将着重讨论饱水带中的地下水。

第三节 含水层和隔水层

饱水带岩层按其透过和给出水的能力，可划分为含水层和隔水层。

含水层是指能够透过并给出相当数量水的岩层。隔水层则是不能透过并给出水，或透过和给出水的数量微不足道的岩层。划分含水层与隔水层的标志并不在于岩层是否含水。因为，自然界中完全不含水的岩层实际上是不存在的，关键在于所含的水的性质。空隙细小的岩层（如致密粘土、裂隙闭合的页岩），含的几乎全是结合水，结合水在寻常条件下是不能移动的，这类岩层实际上起着阻隔水透过的作用，所以是隔水层。而空隙较大的岩层（如砂砾石、发育溶穴的可溶岩），主要含有重力水，在重力作用下，能透过和给出水，就构成了含水层。

在实际工作中划分含水层与隔水层时，不仅要根据岩层是否能透过并给出水，而且要考虑它所给出的水的数量是否具有实际价值，也就是说能否满足开采利用的实际需要，或者是否对工程设施构成危害。以供水为例，某一能够透过并给出某一数量水的岩层，在水源丰沛、需水量很大的地区，由于远不能满足供水需要，而被视作隔水层；而在水源匮乏，需水量又不大的地区，同一岩层能够在一定程度上满足，甚至充分满足实际需要，那末，这一岩层就可视为含水层，甚至是良好含水层了。

含水层和隔水层的划分是相对的，并不存在截然的界限或绝对的定量标志。从某种意义上讲，含水层和隔水层是相比较而存在的。例如，粗砂层中的泥质粉砂夹层，由于粗砂的透水和给水能力比泥质粉砂强的多，相对说来，后者就可视为隔水层。同样的泥质粉砂夹在粘土层中，由于其透水和给水能力均比粘土强，就应当作含水层了。由此可见，同一岩层在不同条件下可能具有不同的水文地质意义。

含水层和隔水层可在一定条件下转化。例如，致密粘土主要含有结合水，透水和给水

*也有人将土壤及其母质层中的水统称为土壤水，这一广义的土壤水，实际上相当于包气带水。

能力都很弱，通常是隔水层。但在较大的水头差作用下，部分结合水发生运动，也能透过和给出一定数量的水，在这种情况下再将其称为隔水层就不恰当了。实际上，粘土层往往在水力条件发生不大变化时，就可以由隔水层转变为含水层，这种转化实际上是相当普通的。对这种兼具隔水和透水性能的岩层，我们可称之为半含水-半隔水层。

自然界岩层的透水性往往还具有各向异性的特征，即沿不同的方向岩层的透水性具有明显的差异。例如，薄层页岩和石灰岩互层的沉积岩，页岩中裂隙闭合，而灰岩中裂隙张开，因而具有顺层透水、垂直层面隔水的特征。

含水层这一名称对松散岩石是适合的。因为松散岩石多呈层状，同一岩性单元中地下水连续而均匀地成层分布。对于裂隙基岩，当某一岩层裂隙发育良好且连通时，地下水连续均匀分布，称为裂隙含水层也是合适的。但当裂隙发育受局部构造因素控制时，例如一条较大的张断裂穿越岩性不同的地层，断裂带中水的分布连续且较均匀，这时称之为含水带更为合适。可溶岩层的岩溶发育往往极不均一，实际上地下水并非连续地遍布于整个岩层。因此，对于岩溶化岩层，所谓含水层只是说明在某一岩层的某些部位可能含水而已，并不意味着整个岩层都含有水，将它称之为岩溶含水系统可能更为恰当。

第四节　地下水分类

地下水这一名词有广义和狭义的两种概念。广义的地下水（Underground water,Subsurface water）是指赋存于地面以下岩石空隙中的水；包气带及饱水带中所有含于空隙中的水均属之。狭义的地下水（Cround water）仅指赋存于饱水带岩石空隙中的水。

长期以来，水文地质学着重于研究饱水带岩石空隙中的重力水。但是，已经有愈来愈多的水文地质学家认识到，饱水带水与包气带水具有不可分割的联系，不研究包气带水，许多重大的水文地质问题是无法解决的。可以说。现代水文地质学正处于由研究狭义地下水转向以广义地下水为研究对象的转变之中。考虑到这一趋势，我们从广义地下水角度进行分类。

有一部分水文地质学家注意到，地球深部层圈中的水与地壳表层中的水有着密切联系，因此，他们把视野扩展到地球深层圈中含水，其中包括与矿物结合的水以及岩浆中的水。并且认为，把水文地质学理解为研究地下水的科学是过于狭窄了，应该把水文地质学看作是研究地下水圈的科学。这种看法不无道理，但是鉴于目前有关深层圈水的情况所知无多，在分类中还不便加以考虑。

地下水的赋存特征对其水量、水质时空分布等有决定意义，其中最重要的是埋藏条件与含水介质类型。

所谓地下水的埋藏条件，是指含水岩层在地质剖面中所处的部位及受隔水层限制的情况。据此可将地下水分为包气带水、潜水及承压水。按含水介质类型，可将地下水区分为孔隙水、裂隙水及岩溶水。将两者组合可分为九类地下水（表2—2，图2—13）。

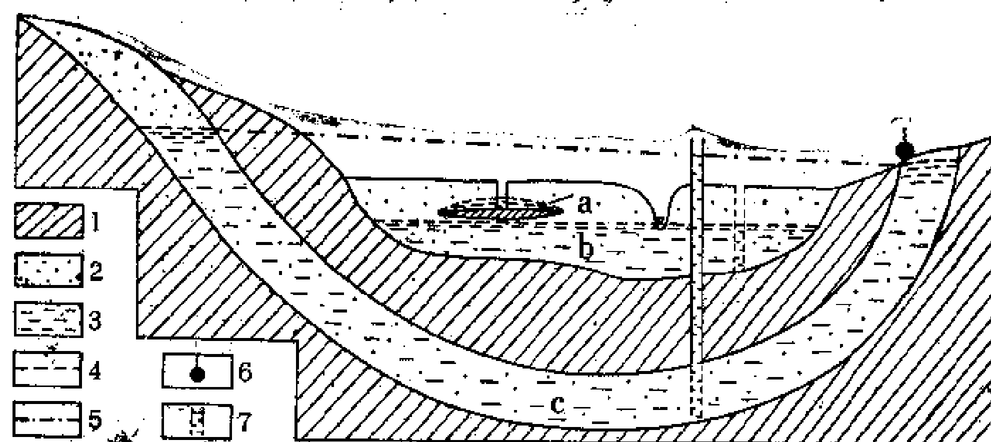


图2—13 潜水、承压水及上层滞水

1—隔水层；2—透水层；3—饱水部分；4—潜水位；5—承压水侧压水位；6—泉（上升泉）；7—水井，实线表示井壁不进水；a—上层滞水；b—潜水；c—承压水

表2—2 地下水分类表

埋藏条件＼含水介质类型	孔 隙 水	裂 隙 水	岩 溶 水
包 气 带 水	土壤水 局部粘性土隔水层上季节性存在的重力水(上层滞水)过路及悬留毛细水及重力水	裂隙岩层浅部季节性存在的重力水及毛细水	裸露岩溶化岩层上部岩溶通道中季节性存在的重力水
潜 水	各类松散沉积物浅部的水	裸露于地表的各类裂隙岩层中的水	裸露于地表的岩溶化岩层中的水
承 压 水	山间盆地及平原松散沉积物深部的水	组成构造盆地、向斜构造或单斜断块的被掩覆的各类裂隙岩层中的水	组成构造盆地、向斜构造或单斜断块的被掩覆的岩溶化岩层中的水

应用上述分类分析问题时必须注意：任何分类都不可能不带有某些人为性，因而不可能完全概括纷繁复杂的自然现象。削足适履，力图将一切客观物套到简单的分类中去，是不足取的。

第五节 潜水、承压水及上层滞水

一、潜 水

饱水带中第一个具有自由表面的含水层中的水称作潜水（图2—13）。潜水没有隔水顶板，或只有局部的隔水顶板。潜水的水面为自由水面，称作潜水面。从潜水面到隔水底板的距离为潜水含水层厚度。潜水面到地面的距离为潜水埋藏深度。

由于潜水含水层上面不存在隔水层，直接与包气带相接，所以潜水在其全部分布范围内都可以通过包气带接受大气降水、地表水或凝结水的补给。潜水面不承压*，通常在重

* 实际上潜水面承受大气压强，确切地说，所谓不承压是指不承受大气压强以外的附加压强

力作用下由水位高的地方向水位低的地方径流。潜水的排泄方式有两种：一种是径流到适当地形处，以泉、渗流等形式泄出地表或流入地表水，这便是径流排泄；另一种是通过包气带或植物蒸发进入大气，这是蒸发排泄。

潜水直接通过包气带与大气圈及地表水圈发生联系。所以，气象、水文因素的变动，对它影响显著，丰水季节或年份，潜水接受的补给量大于排泄量，潜水面上升，含水层厚度增大，埋藏深度变小。干旱季节排泄量大于补给量，潜水面下降，含水层变薄，埋藏深度加大。因此，潜水的动态有明显的季节变化。潜水积极参与水循环，资源易于补充恢复。由于受气候影响大及含水层厚度有限，其资源一般缺乏多年调节性。

潜水的水质变化很大，主要取决于气候、地形及岩性条件。湿润气候及地形切割强烈的地区，利于潜水的径流排泄，而不利于蒸发排泄，往往形成含盐量不高的淡水。干旱气候及低平地形区，潜水以蒸发排泄为主，常形成含盐量高的咸水。潜水容易受到污染，对潜水水源应注意卫生保护。

一般情况下，潜水面不是水平的，而是向排泄区倾斜的曲面，起伏大体与地形一致，但常较地形起伏缓和。潜水面上各点的高程称作潜水位。将潜水位相等的各点连线，即得潜水等水位线图（图2—14），该图能反映潜水面形状。相邻两等水位线间作一垂直连线，即此范围内潜水的流向。用此垂线长度去除两端的水位差，即得潜水水力梯度*（图2—14）。根据等水位线可以判断潜水与地表水的相互补给关系。

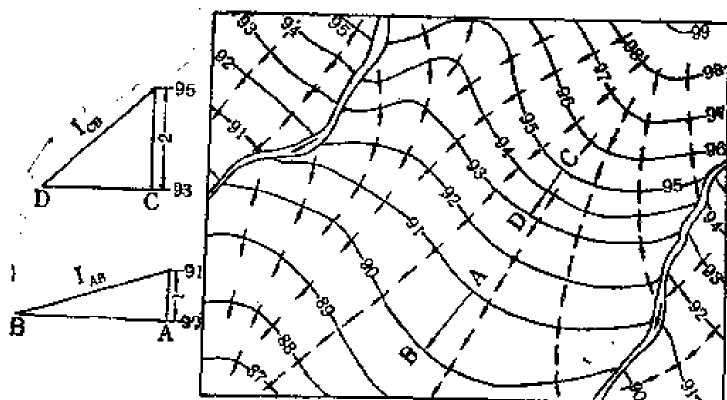


图2—14　利用等水位线图求潜水流向及水力梯度

图中线条为等水位线，数字为潜水位标高（m），箭头指示地下水流向

综上所述，潜水的基本特点是与大气圈及地表水圈联系密切，积极参与水循环。产生此特点的根本原因是其埋藏特征——位置浅，上无连续隔水层。

二、承压水

充满于两个隔水层之间的含水层中的水，叫做承压水（图2—15）。承压水含水层上

*如此求得的水力梯度只是近似值，参见第三章。

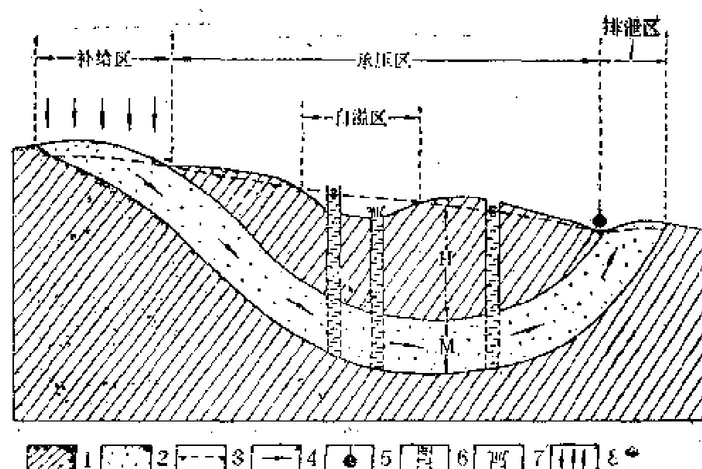


图2—15　承压水

1—隔水层；2—含水层；3—地下水位；4—地下水流向；5—泉（上升泉）；6—钻孔，虚线为进水部分；7—自喷孔；8—大气降水补给；H—承压水头（压力水头）；M—含水层厚度

部的隔水层称作隔水顶板，或叫限制层。下部的隔水层叫做隔水底板。顶底板之间的距离为含水层厚度。

承压性是承压水的一个重要特征。图2—15表示一个基岩向斜盆地，含水层中心部分埋没于隔水层之下，两端出露于地表。含水层从出露位置较高的补给区获得补给，向另一侧排泄区排泄，中间是承压区。补给区位置较高，水由补给区进入承压区，受到隔水顶底板的限制，含水层充满水，水自身承受压力，并以一定压力作用于隔水顶板。要证实水的承压性并不难，用钻孔揭露含水层，水位将上升到含水层顶板以上一定高度才静止下来。静止水位高出含水层顶板的距离便是承压水头。井中静止水位的高程就是含水层在该点的测压水位。测压水位高于地表时，钻孔能够自喷出水。

承压水受到隔水层的限制，与大气圈、地表水圈的联系较弱。当顶底板隔水性能良好时，它主要通过含水层出露地表的补给区（这里的水实际上已转为潜水）获得补给，并通过范围有限的排泄区排泄。当顶底板为半隔水层时，它还可通过半隔水层，从上部或下部的含水层获得补给，或向上部或下部含水层排泄。无论在那一种情况下，承压水参与水循环都不如潜水那样积极。因此，气候、水文因素的变化对承压水的影响较小，承压水动态比较稳定。

承压水在很大程度上和潜水一样，来源于现代渗入水（大气降水、地表水的入渗）。但是，由于承压水的埋藏条件使其与外界的联系受到限制，在一定条件下，在含水层中可以保留年代很古老的水，有时甚至保留沉积物沉积时的水（例如，在海相沉积物中保留下当时的海水，在湖相沉积物中保留当时的湖水）。总的说来，承压水资源不象潜水资源那样容易补充、恢复，但由于其含水层厚度一般较大，往往具有良好的多年调节性能。

将某一承压含水层测压水位相等的各点连线，即得等水压线（等测压水位线）。在图上根据钻孔水位资料绘出等水压线，便得到等水压线图（图2—16）。和潜水等水位线图一样，根据等水压线可以确定承压水的流向和水力梯度。对于潜水，等水位线既表示地下

水面，又代表含水层的顶面。而承压水的测压水位，只有当井孔穿透上覆隔水层达到含水层顶面时，才会在井孔中出现。在测压水位高度上，并不存在实际的地下水面，等测压水位面是一个虚构的面，钻孔打到这个高度是取不到水的，必须打到含水层的顶面才能见水。因此，等水压线图通常要附以含水层顶板等高线（图2—16）。

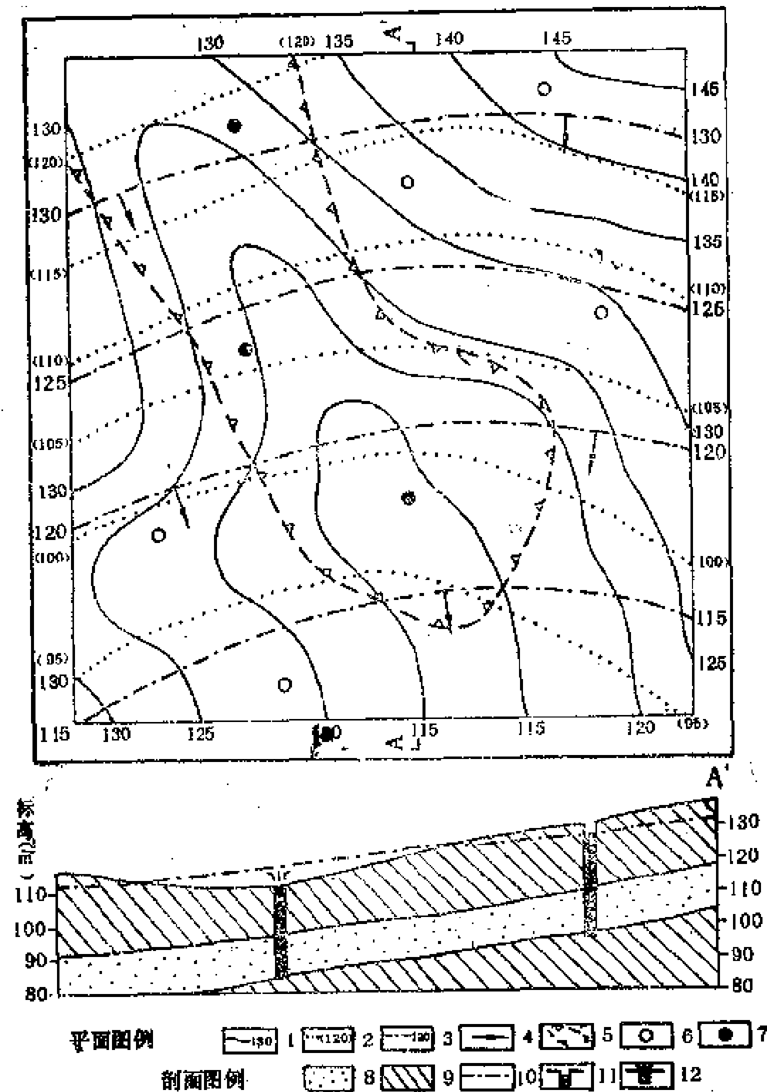


图2-16 等水压线图（附含水层顶板等高线）

1—地形等高线(m)；2—含水层顶板等高线；3—等测压水位线(m)；4—地下水流向 5—承压水自溢区；6—钻孔；7—自喷孔；8—含水层；9—隔水层；10—测压水位线；11—钻孔；12—自喷孔

仅仅根据等水压线图，无法判断承压含水层和其他水体的补给关系。任一承压含水层接受其他水体的补给，必须同时具备两个条件，缺一不可：第一，水体（地表水、潜水或其他承压含水层）的水位必须高出此承压含水层的测压水位。第二，水体与该含水层之间必须有联系通道。同样，在排泄时也应具备这两个条件，只不过承压含水层的测压水位必须高于其它水体的水位罢了。承压含水层在地形适宜处露出地表时，可以泉或溢流形式排向地表或地表水体。也可以通过导水断裂带向地表或其它含水层排泄。当承压含水层的顶底板为半隔水层时，只要有足够的水头差，也可以通过半隔水层与其上下的水体发生水力

联系。

在接受补给或进行排泄时，承压含水层对水量增减的反应与潜水含水层不同。潜水获得补给时，随着水量增加，潜水位抬高，含水层厚度加大；进行排泄时，水量减少，水位下降，含水层厚度变薄。对于潜水来说，含水层中的水，不承受除大气压力以外的任何压力。承压含水层则不同，由于隔水顶底板的限制，水充满于含水层中呈承压状态，上覆岩层的压力是由含水层骨架与含水层中的水共同承受的，上覆岩层的压力方向向下，含水层骨架的承载力及含水层中水的浮托力方向向上，方向相反的力彼此相等，保持平衡。当承压含水层接受补给时，水量增加，静水压力加大，含水层中的水对上覆岩层的浮托力随之增大。此时，上覆岩层的压力并未改变，为了达到新的平衡，含水层空隙扩大，将含水层骨架原来所承受的一部分上覆岩层的压力转移给水来承受，从而测压水位上升，承压水头加大。由此可见承压含水层在接受补给时，主要表现为测压水位上升，而含水层的厚度加大很不明显。增加的水量通过水的压密及空隙的扩大而储容于含水层之中。当然，如果承压含水层的顶底板为半隔水层，测压水位上升时，一部分水量将由含水层转到相邻的半隔水层中去。

因排泄而减少水量时，承压含水层的测压水位降低。这时，上覆岩层的压力并无改变，为了恢复平衡，含水层空隙必须作相应的收缩，将水少承受的那部分压力转移给含水层骨架承受。与此同时，由于减压，水的体积膨胀。当顶底板为半隔水层时，还将有一部分水由半隔水层转移到含水层中。

上面的说法并不仅仅是理论上的解释，完全可以从实际现象中得到证实。例如，铁道旁边的承压水井，在火车通过时可以看到井中水位上升，火车通过后，水位又恢复正常。这说明，由于火车的重量加大了对含水层的压力，含水层骨架压缩，从而使水承受了更多的压力。

承压水的水质变化很大，从淡水到含盐量很高的卤水都有。承压水的补给、径流、排泄条件愈好，参加水循环愈是积极，水质就愈接近入渗的大气降水及地表水，为含盐量低的淡水。补给、径流、排泄条件愈差，水循环愈是缓慢，水与含水岩层接触时间愈长，从岩层中溶解得到的盐类愈多，水的含盐量就愈高。有的承压水含水层，与外界几乎不发生联系，保留着经过浓缩的古海水，含盐量可以达到数百克/升。（1升 = $10^{-3}m^3$）

承压水一般不易受到污染，但一旦污染后很难使其净化，因此在开发利用承压水时应注意水源的卫生防护。

三、上层滞水

当包气带存在局部隔水层时，在局部隔水层上积聚具有自由水面的重力水，这便是上层滞水。上层滞水分布最接近地表，接受大气降水的补给，以蒸发形式或向隔水底板边缘排泄。雨季获得补充，积存一定水量，旱季水量逐渐耗失。当分布范围较小而补给不很经常时，不能终年保持有水。由于其一般水量不大，动态变化显著，只能在缺水地区才能成为有意义的小型水源或暂时性供水水源。利用上层滞水作为饮用水源时，应特别注意其污染情况，因为水从地表补给上层滞水的途径很短，极易受污染。

第三章　地下水运动的基本规律

以往的研究多集中于饱水带重力水的运动，但是实际生产中提出不少问题却涉及包气带水以至结合水的运动规律。为此，除了重点讨论饱水带重力水，还将对至今研究仍不够成熟的包气带水及结合水的运动规律略加介绍。

地下水在岩石空隙中的运动称为渗流（渗透）。发生渗流的区域称为渗流场。由于受到介质的阻滞，地下水的流动远较地表水为缓慢。

在岩层空隙中渗流时，水的质点有秩序的、互不混杂的流动，称作层流运动。在具狭小空隙的岩石（如砂、裂隙不很宽大的基若）中流动时，重力水受介质的吸引力较大，水的质点排列较有秩序，故均作层流运动。水的质点无秩序地、互相混杂的流动，称为紊流运动。作紊流运动时，水流所阻力比层流状态大，消耗的能量较多。在宽大的空隙中（大的溶穴、宽大裂隙及卵砾石孔隙中），水的流速较大时，容易呈紊流运动。

水在渗流场内运动，各个运动要素（水位、流速、流向等）不随时间改变时，称作稳定流。运动要素随时间变化的水流运动，称作非稳定流。严格地讲，自然界中地下水都属于非稳定流。但是，为了便于分析和运算，也可以将某些运动要素变化微小的渗流，近似地看作稳定流。

第一节　饱水带重力水运动的基本规律

一、线性渗透定律——达西定律

1856年，法国水力学家达西通过大量的实验，得到线性渗透定律。

实验是在装有砂的圆筒中进行的（图3—1）。水由筒的上端加入，流经砂柱，由下端流出。上游用溢水设备控制水位，使实验过程中水头始终保持不变。在圆筒的上下端各设一根测压管，分别测定上下两个过水断面的水头。下端出口处设管嘴以测定流量。

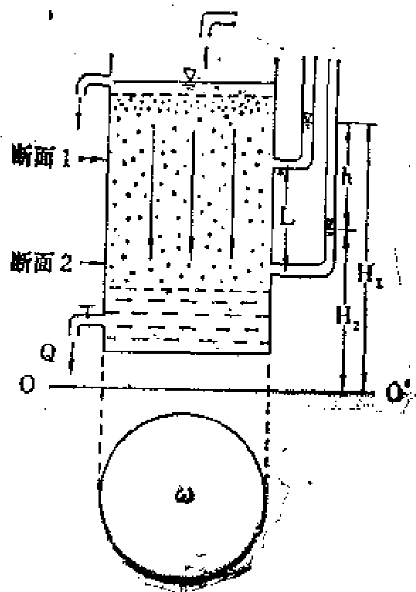


图3—1　达西试验意图

根据实验结果，得到下列关系式：

$$Q = K\omega\frac{h}{L} = K\omega I \qquad (3-1)$$

式中：Q——渗透流量（出口处流量即为通过砂柱各断面的流量）；

　　ω——过水断面（在实验中相当于砂柱横断面积）；

　　h——水头损失（$h = H_1 - H_2$，即上下游过水断面的水头差）；

　　L——渗透途径（上下游过水断面的距离）；

　　I——水力梯度（相当于h/L，即水头差除以渗透途径）；

　　K——渗透系数。

此即达西公式。

从水力学已知，通过某一断面的流量Q等于流速V与过水断面ω的乘积，即：

$$Q = \omega V \qquad (3-2)$$

即$V = Q/\omega$。据此及公式（3—1），达西定律也可以另一种形式表达之：

$$V = KI \qquad (3-3)$$

V称作渗透流速，其余各项意义同前。

以下来探讨（3—3）式中各项的物理涵义。

1.渗透流速V：（3—2）式中的过水断面ω系指砂柱的横断面积；在该横面积中，包括砂颗粒所占据的面积及孔隙所占据的面积；而水流实际通过的是孔隙实际过水的面积ω'（图3—2），即：

$$\omega' = \omega n_e$$

式中n_e为有效空隙度*。

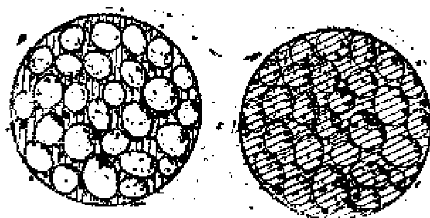


图3—2　过水断面ω（斜阴线部分）与实际过水断面ω'（直阴线部分）
颗粒边缘涂黑部分为夸大表示的结合水

由此可知，V并非实际流速，而是假设水流通过包括骨架与空隙在内的整个断面ω流动时所具有的虚拟流速。如令通过实际过水断面ω'时的实际流速为u，则：

$$Q = \omega' \cdot u \qquad (3-4)$$

比较式（3—2）及（3—4），可得：

$$Q = \omega \cdot v = \omega' \cdot u$$

而$\omega' = \omega \cdot n_e$，故$\omega \cdot v = \omega \cdot n_e \cdot u$，则得：

$$v = n_e \cdot u \qquad (3-5)$$

2.水力梯度I：水力梯度为沿渗透途径水头损失与相应渗透长度的比值。水质点在空

*此处有效空隙度n_e为重力水流动的空隙体积（不包括结合水占据的体积）与岩石体积之比。由于重力释水时空隙中所保持的不仅有结合水，还有孔角毛细水等，故$n_e > \mu$（给水度）。

隙中运动时，为了克服水质点之间的摩擦阻力（此种摩擦阻力随流速增大而增加），必须消耗机械能，从而出现水头损失。所以，水力梯度可以理解为水流通过单位长度渗透途径为克服摩擦阻力所耗失的机械能。从另一个角度，则可理解为驱动力。确定水力梯度时，水头差h必须与渗透途径L相对应。

3．渗透系数K：从达西定律$V=KI$可以看出，水力梯度I是无因次的，故渗透系数K的因次与渗透流速V相同，一般采用m/d或cm/s为单位。令$I=1$，则$V=K$。意即渗透系数为水力梯度等于1时的渗透流速。水力梯度为定值时，渗透系数愈大，渗透流速就愈大；渗透流速为一定值时，渗透系数愈大，水力梯度愈小。由此可见，渗透系数可定量说明岩石的渗透性能。渗透系数愈大，岩石的透水能力愈强。

前已提及，水流在岩石空隙中运动，需要克服隙壁与水及水质点之间的摩擦阻力，所以渗透系数不仅与岩石的空隙性质有关，还与水的某些物理性质有关。设有粘滞性不同的两种液体在同一岩石中运动，则粘滞性大的液体渗透系数就会小于粘滞性小的液体。一般情况下研究地下水运动时，由于水的物理性质变化不大，可以忽略，而把渗透系数看成单纯说明岩石渗透性能的参数。但在研究卤水或热水的运动时，就不能不加以考虑了。松散岩石渗透系数的常见值可参见表3—1。

表3—1　松散岩石渗透系数参考值*

松散岩石名称	渗透系数 (m/d)	松散岩石名称	渗透系数 (m/d)
亚粘土	0.001—0.10	中砂	5.0—2.00
亚砂土	0.10—0.50	粗砂	20.0—50.0
粉砂	0.50—1.0	砾石	50.0—150.0
细砂	1.0—5.0	卵石	100.0—500.0

在达西定律中，渗透流速V与水力梯度I的一次方成正比，故达西定律又称线性渗透定律。过去认为，达西定律适用于所有作层流运动的地下水，但是40年代以来的多次实验表明，只有雷诺数（R_e）小于1—10之间某一数值的层流运动才服从达西定律，超过此范围，V与I不是线性关系。

绝大多数情况下，地下水的运动都符合线性渗透定律，因此，达西定律适用范围很广。它不仅是水文地质定量计算的基础，还是定性分析各种水文地质过程的重要依据。深入掌握达西定律的物理实质，灵活地运用它来分析问题，是水文地质工作者应当具备的基本功。

二、非线性渗透定律

地下水在较大的空隙中运动，且其流速相当大时，呈紊流运动，此时的渗透服从哲才（A.Chezy）定律：

$$V=KI^{\frac{1}{2}} \qquad (3-6)$$

此时渗透流速V与水力梯度的平方根成正比。

* 此为一般经验值，仅供参考；特殊条件下，具大孔隙及裂隙的亚粘土（甚至粘土）渗透系数可大于粉砂。此表转引自北京地质学院工程地质教研室编《土质学》。

第二节 流　网

渗流场内可以作出一系列等水头面和流面。在渗流场的某一典型剖面或切面上，由一系列等水头线与流线组成的网格称为流网。

流线是渗流场中某一瞬时的一条线，线上各水质点在此瞬时的流向均与此线相切。迹线是渗流场中某一时间段内某一水质点的运动轨迹。流线可看作水质点运动的摄影，迹线则是对水质点运动所拍的电影。在稳定流条件下，流线与迹线重合。

在各相同性介质中，地下水必定沿着水头变化最大的方向，即垂直于等水头线的方向运动，因此，流线与等水头线构成正交网格。

为了讨论的方便，我们在此仅限于分析各向同性介质中的稳定流网。

精确地绘制定量流网需要充分掌握有关的边界条件及参数，但在实测资料很少的情况下，也可徒手绘制定性流网。尽管这种信手流网并不精确，但往往可以提供我们许多有用的水文地质信息，是水文地质分析的有效工具。

作流网时，首先根据边界条件绘制容易确定的等水头线或流线。边界包括定水头边界、隔水边界及地下水面边界。地表水体的断面一般可看作等水头面，因此，河渠的湿周必定是一条等水头线（图3—3，a）。隔水边界无水流通过（通量为零），而流线本身就是“零通量”边界，因此，平行隔水边界可绘出流线（图3—3，b）。地下水面边界比较复杂。当无入渗补给及蒸发排泄，有侧向补给，作稳定流动时，地下水面是一条流线（图3—3，c）；当有入渗补给时，既不是流线，也不是等水头线（图3—3，d）。

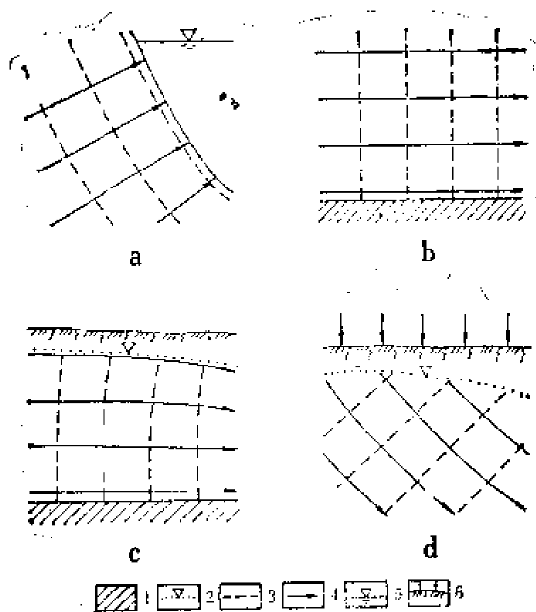


图3-3　等水头线、流线与各类边界的关系

1—隔水层；2—潜水面；3—等水头线；4—流线；5—河渠水面；6—降水入渗

流线总是由源指向汇的，因此，根据补给区（源）和排泄区（汇）可以判断流线的趋向。渗流场中具有一个以上补给点或排泄点时，首先要确定分流线（图3—4）；分流线是虚拟的隔水边界。

然后，根据流线跟等水头线正交这一规则，在已知流线与等水头线间插补其余部分。

如果我们规定相邻两条流线之间通过的流量相等，则流线的疏密可以反映地下径流强度（流线密代表径流强，疏代表径流弱）．等水头线的疏密则说明水力梯度的大小。

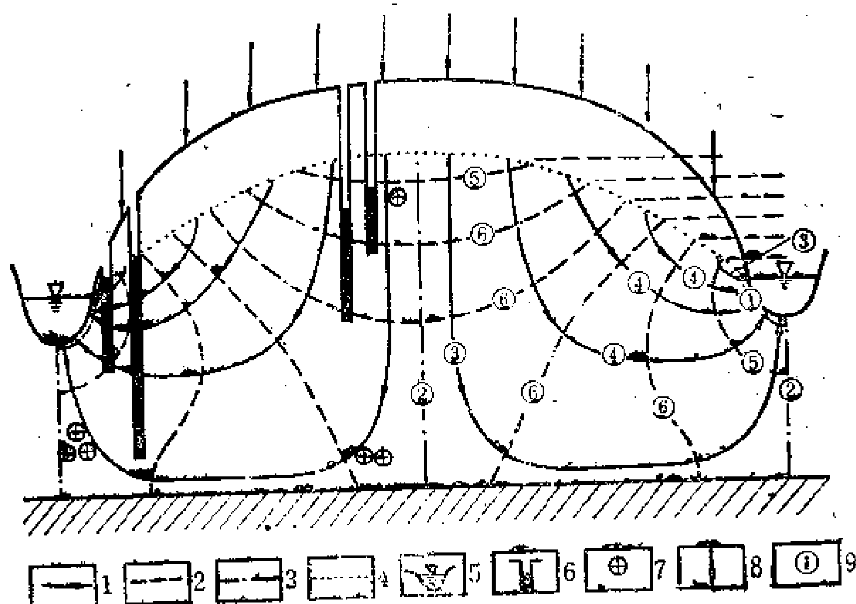


图3-4　河间地块流网图

1—流线；2—等水头线；3—分流线；4—潜水面；5—河水位；6—井、涂黑部分有水；7—代表矿化度大小的符号，圆圈愈多，矿化度愈大；8—降水入渗；9—绘制流网的大致顺序

下面以河间地块的信手流网绘制为例说明。图3—4表示了一个下部为水平隔水底板的各向同性均质河间地块，有均匀稳定的入渗补给，两河排泄地下水，河水位相等且保持不变。此时大体上可按图3—4上所标的顺序绘制流网。在地下分水岭到河水位之间引出等间距的水平线，从该水平线与潜水面的交点引出各条等水头线。

从这张简单的流网图可以获得以下信息：（1）由分水岭到河谷，流向由向下到接近水平再向上；（2）在分水岭地带打井，井中水位随井深加大而降低，河谷地带井水位则随井深加大而抬升；（3）由分水岭到河谷，流线愈来愈密集，流量增大，地下径流加强；（4）由地表向深部，地下径流减弱；（5）由分水岭出发的流线，渗透途径最长，平均水力梯度最小，地下水径流交替最弱，近流线末端河谷下方，地下水的矿化度最高。

利用流网还可以追踪污染物质的运移；根据某些矿体溶于水中的标志成份的浓度分布，结合流网分析，可以确定深埋于地下的盲矿体的位置。

实际工作中有时也可以只画示意流线便足以说明问题。

第三节　结合水的运动规律

不少研究者曾进行粘性土的室内渗透试验，并得出了不同的结果。根据这些成果，粘性土渗透流速V与水力梯度I主要存在三种关系：

（1）V—I关系为通过原点的直线，服从达西定律（图3—5，a）

（2）V—I曲线不通过原点，水力梯度小于某一值I_0时无渗透；大于I_0时，起初为一向

I轴凸出的曲线，然后转为直线（图3—5，b）；

（3）V—I曲线通过原点，I小时曲线向I轴凸出，I大时为直线（图3—5，c）。

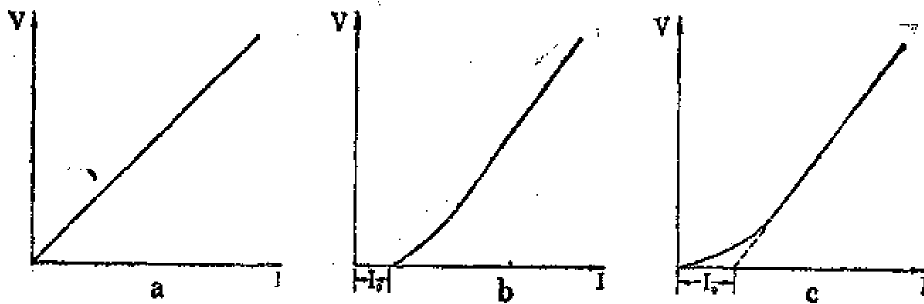


图3-5　饱水粘性土渗透试验的各类V-I关系曲线

迄今为止，较多的学者认为，粘性土（包括相当致密的粘土在内）中的渗透，通常仍然服从达西定律。例如，奥尔逊(H.W.Olsen，1966)曾用高岭土作渗透试验，加压固结使高岭土孔隙度从58.8%降到22.5%，施加水力梯度I＝0.2～40，结果得出V—I关系为一通过原点的直线。他解释说，这是因为高岭土颗粒表面的结合水层厚度相当于20～40个水分子，仅占孔隙平均直径的2.5～3.5%，所以对渗透影响不大；对于颗粒极其细小的粘土，尤其是膨润土，结合水则有可能占据全部或大部孔隙，从而呈现非达西渗透。

偏离达西定律的试验结果大多如图3—5c所示，我们据此来分析结合水的运动规律。曲线通过原点，说明只要施加微小的水力梯度，结合水就会流动，但此时的渗透流速V十分微小。随着I加大，曲线斜率（表征渗透系数K）逐渐增大，然后趋于定值。

张忠胤把K趋于定值以前的渗流称作隐渗流，而把K趋于定值以后的渗流称为显渗流。他认为，结合水的抗剪强度随着离颗粒表面距离的加大而降低；施加的水力梯度很小时，只有孔隙中心抗剪强度较小的那部分结合水发生运动；随着I增大，参与流动的结合水层厚度加大，即对水流动有效的孔隙断面扩大，因此，隐渗流阶段的K值是I的函数；由于内层结合水的抗剪强度随着靠近颗粒表面而迅速增大，当I进一步增大时，参与流动的结合水的厚度没有明显扩大，此时，K即趋于定值。

对于图3—5（c）的V—I曲线，可从直线部分引一切线交于I轴，截距I_0称为起始水力梯度。V—I曲线的直线部分可用罗查（C.A.Poза）的近似表达式表示：

$$V = K(I - I_0) \tag{3—7}$$

结合水是一种非牛顿流体，是性质介于固体与液体之间的异常液体，外力必须克服其抗剪强度方能使其流动。

饱水粘性土渗透试验实验要求比较高，稍不注意就会产生各种实验误差，得出虚假的结果。因此，不能认为粘性土的渗透特性及结合水的运动规律目前已经得出了定论。

第四节　包气带水的运动规律

包气带是复杂的三相体系，除了水和固体介质，还有空气。在此特殊条件下出现的受毛细力及重力共同作用的毛细水，使包气带水的运动远较饱水带为复杂。

一、毛细现象的实质*

将细小的玻璃管插入水中，水会在管中上升到一定高度才停止，这便是固、液、气三相界面上产生的毛细现象（图3—6）。

毛细现象的产生与表面张力有关。我们知道，任何液体都有力图缩小其表面的趋势。一个液滴总是力求成为球状，因为球状是同一容积的液体表面最小的形状。液体表层犹如蒙盖着一层拉紧的弹性薄膜，表层分子彼此拉得很紧。设想在液面上划一根长度为L的线段，此线段两边的液面，以一定的力f相互吸引，力的作用方向平行于液面而与此线段垂直，大小与线段长度l成正比，即$f=\alpha L$；α称为表面张力系数，单位为dyn/cm。（1dyn $=10^{-5}$N）

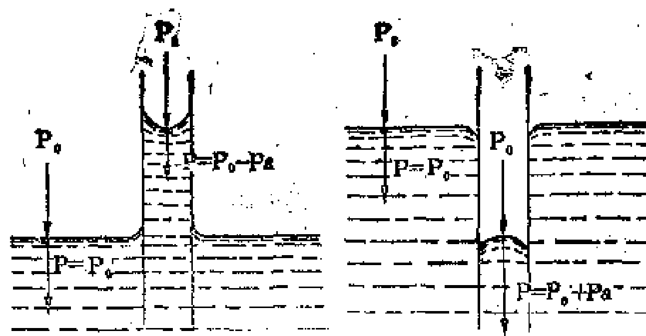


图3-6　毛细现象

由于表面张力的作用，弯曲的液面将对液面以内的液体产生附加表面压强，而这一附加表面压强总是指向液体表面的曲率中心方向：凸起的弯液面，对液面内侧的液体，附加一个正的表面压强；凹进的弯液面，对液面内侧的液体，附加一个负的表面压强（图3—7）。

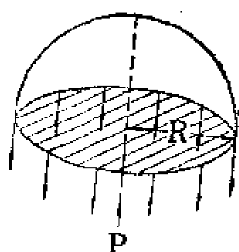


图3-7　弯液面形状与表面压强的关系

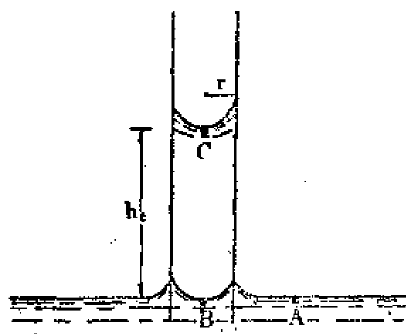


图3-8　半圆球状凸形弯液面产生的附加表面压强

我们试来分析附加表面压强是如何引起的，为了方便起见，设想切取一个半径为R的半圆球形液面（图3—8）。显然，在此液面的圆周状边线上都存在着指向液层内部的表面张力，其合力为$\alpha\cdot 2\pi R$，垂直于面积为πR^2的投影圆面。由此，表面张力所引起的附加表面压强P_c为：

*撰写本节时得到了本院物理教研室潘道钩同志的热心指导，但为了叙述方便，作者在某些部分未作严密论证。

$$P_c = \frac{\alpha \cdot 2\pi R}{\pi R^2} = \frac{2 \cdot \alpha}{R} \tag{3—8}$$

因此，此时弯液面下的液体实际承受到的表面压强（以下简称“实际表面压强”）$P = P_0 + P_c$，此中P_0为大气压力。

实际上，任何形状的弯液面所产生的附加表面压强P_c都可以用拉普拉斯方程式表示：

$$P_c = \alpha \left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right) \tag{3—9}$$

式中：α—表面张力系数；

R_1，R_2—液体表面的两个主要曲率半径。

当液面为凸形时，附加表面压强是正的。此时，实际表面压强$P = P_0 + P_c$。如液面为凹形时，附加表面压强是负的，故实际表面压强$P = P_0 - P_c$。平的液面不产生附加表面压强，故实际表面压强$P = P_0$（图3—7）。

当$R_1 = R_2$时，$P_c = 2\alpha/R$，与（3—8）式完全相同，可见（3—8）式乃是拉普拉斯方程式的特殊形式。

拉普拉斯方程式的函义是：弯曲的液面将产生一个指向液面凹侧的附加表面压强，附加表面压强与表面张力系数成正比，与表面的曲率半径成反比。

如图3—6，将半径为r的毛细管插入水中，毛细管中的水形成凹进的弯液面，并向上升起，当毛细管足够细时，弯液面接近于凹进的半圆球形面。根据（3—9）式，此处$R_1 = R_2 = r$，故得：

$$P_c = \frac{2\alpha}{r} \quad 或 \quad P_c = \frac{4\alpha}{D} \tag{3—10}$$

式中：D—毛细圆管直径。

凹形弯液面产生的附加压强P_c，是个负压强，称为毛细压强。凹形弯液面的水，由于表面张力的作用，要比平的液面小一个相当于P_c的压强；或者说，凹形弯液面下的水存在一个相当于P_c的真空值。为了说明这点，我们可以作一个简单的实验：使两个玻璃圆球保持一定间隙，然后向此间隙滴水，可看到两个圆球接触处形成孔角毛细水，并立即贴紧（图3—9）。加水的砂比干燥的砂更为密实，也是毛细压强负压强作用的结果。

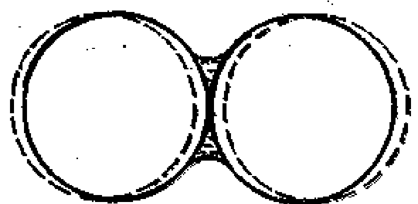


图3- 分离的圆球（虚线）因滴水形成孔角毛细水而贴紧（实线）

若将P_c换算为水柱高度（以m为单位），并以h_c表之，则：

$$h_c = \frac{P_c}{\rho g} = \frac{4\alpha}{\rho g D} \approx \frac{0.03}{D} \tag{3—11}$$

式中：ρ—水的密度，等于$1 g/cm^3$；

g—重力加速度，等于981cm/s²；

α—表面张力系数，取74dyn/cm（$=74\times10^{-3}N/m$）；

D—毛细管直径，单位为mm。

（3—11）式称为茹林公式。

h_c称作毛细压力水头或毛细压头，是一个负的压力水头。就象在饱水带用测压管测定压力水头（测压高度）一样，可以用张力计测定包气带的毛细压力水头（图3—10）。张力计是一端带有陶土多孔杯的充水弯管，多孔杯充水后透水而不透气。将此多孔杯插入土中，经过一定时间，张力计中的水与土中的水达到水力平衡，在弯管开口部分显示一个稳定的水位。由此水位到放置多孔杯处的垂直距离就是毛细压头h_c，从图3—10可以看出它是一个负的压力水头。

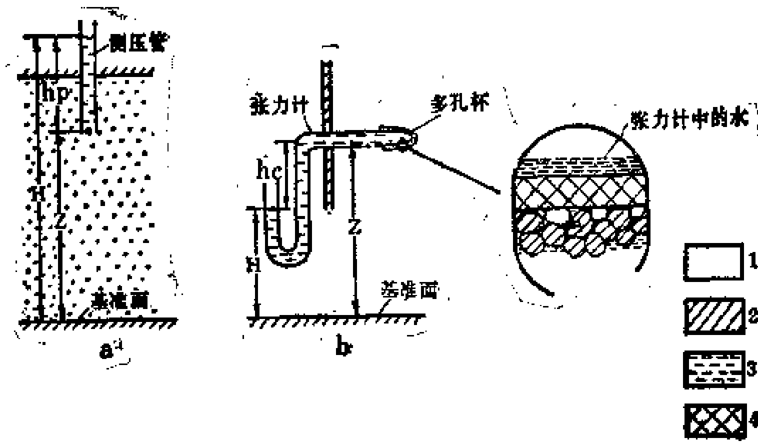


图3-10　饱水带和包气带的压力水头测定　（据J.贝尔）

a—饱水带；b—包气带；1—空气；2—颗粒；3—水；4—多孔薄片

饱水带中任一点的水头值H可表示为：

$$H=Z+h_p \quad (3-12)$$

而包气带中任一点的水头值H则为：

$$H=Z-h_c \quad (3-13)$$

式中：Z—由指定基准面算起的位置高度（代表位置水头）；

h_p—测压高度（代表压力水头）。

若取潜水面为基准，则潜水面处饱水带水头值$H=0$（$Z=0$　$h_p=0$）；但包气带的水头值$H=-h_c$（$Z=0$），故毛细水要上升到h_c的高度时，水头值H才等于零而与潜水面保持水力平衡，故毛细水上升的最大高度（最大毛细上升高度）为h_c。据（3—11）式，最大毛细上升高度与毛细管直径成反比，所以，颗粒细小的土，最大毛细上升高度也大（表3—2）。

表3—2　　土的最大毛细上升高度（据西林—别克丘林，1958）

土　名	最大毛细上升高度（cm）
粗　砂	2～5
中　砂	12～35
细　砂	35～70
粉　砂	70～150
粘性土	>200～400

在上层颗粒细而下层颗粒粗的层状土中，细粒层中可形成悬挂毛细水。此时，悬挂毛细水的上下端均出现弯液面，下端的弯液面可以是凸的、平的或凹的；毛细力与重力的平衡如图3—11所示。

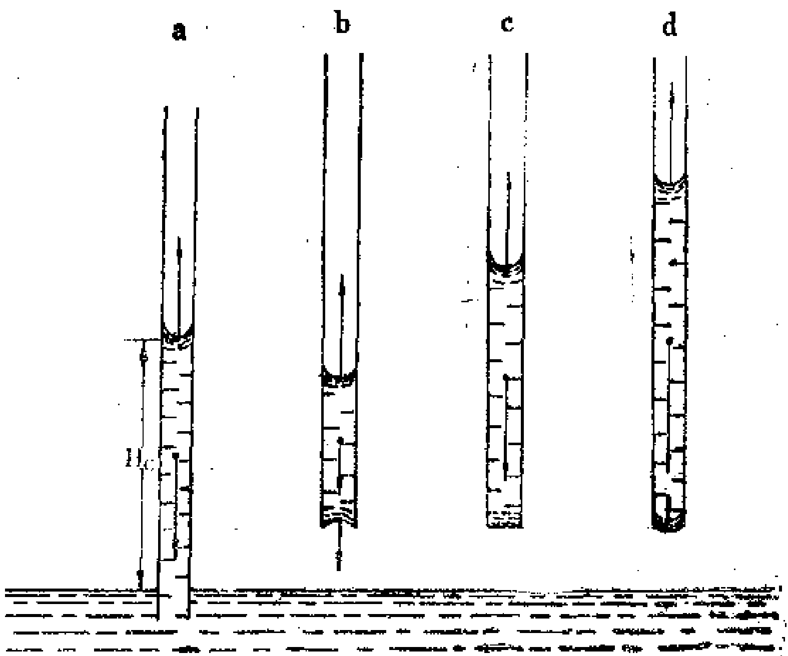


图3-11　悬挂毛细水受力平衡状况

（据A.A.罗戴原图补充）

指向液面凹侧的箭头表示毛细力，由水柱重心向下的箭头表示重力，线段长度代表力的大小

二、包气带水分分布及运动规律

天然条件下，均质土包气带水分分布稳定时，含水量随着接近潜水面而增高；潜水面上有一个含水量饱和（体积含水量等于孔隙度）或接近饱和的带，称为毛细饱和带（图3—12，a，b）。潜水面处压力水头等于零，其上压力水头为负值，其下为正值。毛细饱和带虽然饱水，但存在负压水头，是在弯液面表面张力支持下饱水的，所以也称作张力饱和带（图3—12．c）。

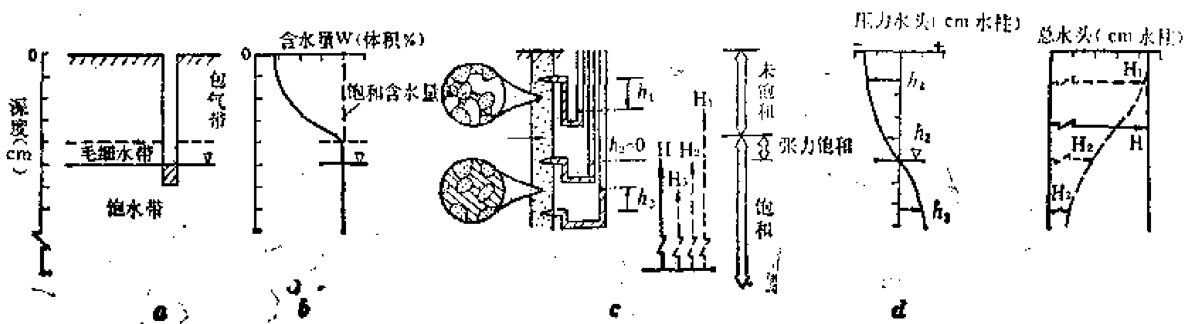


图3-12　包气带及饱水带含水量、压力水头、总水头分布

（据R.Allan Freeze 1979，略经修改）

a—包气带和饱水带；b—含水量随深度变化；c—压力水头与总水头关系（虚线表示有下渗水流时各点总水头）

d—压力水头随深度变化；e—总水头随深度变化（虚线代表有下渗水流时各点总水头）

将图3—12d与图3—12b比较可以看出，由潜水面向上负压水头的负值变大与含水量的变小相对应。这是因为：随着含水量降低，毛细水退缩到孔隙细小处，弯液面曲率增大（曲率半径变小），造成的负压负值也愈大。所以，毛细压力水头是含水量的函数，即

$$h=h(w) \quad (3-14)$$

包气带水分稳定而不发生运动时，不同深度上，位置水头与压力水头之和相等，即总水头相等；当有降水入渗时，上部含水量增加，负压的负值减少，总水头向下递减（图3—12，e）。

饱水带中，任一特定的均质土层，渗透系数K是常数；但在包气带中，渗透系数K随含水量降低而变小，K也是含水量的函数：

$$K=K(w) \quad (3-15)$$

原因是：（1）含水量降低，实际过水断面随之减少；（2）含水量降低，水流实际流动途径的弯曲程度增加；（3）随含水量降低，水流在更窄小的孔角通道及孔隙中流动，阻力增加。由于上述原因，渗透系数与含水量呈非线性关系。

包气带水的非饱和流动，一般认为仍可用达西定律描述。作一维垂直下渗运动时，渗透流速可表示为：

$$V_z=-K(w)\frac{\partial H}{\partial Z} \quad (3-16)$$

降水入渗补给均质包气带，在地表形成一极薄水层（其厚度可忽略），则当活塞式下渗水的前锋到达深度Z处时，位置水头为$-Z$（取地面为基准，向上为正），前锋处弯液面造成的毛细压力水头为$-h_c$，则任一时刻t的入渗速率，即垂向渗透流速为：

$$V_t=K\frac{h_c+Z}{Z} \quad (3-17)$$

$$V_t=K\left(\frac{h_c}{Z}+1\right) \quad (3-18)$$

由于活塞式水流趋近饱和，故K可取饱水带的K值。

初期t很小，Z也很小，水力梯度（$\frac{h}{Z}+1$）趋于无穷大，故入渗速率V很大；随着t增大，Z变大，h/Z趋于零，则$V=K$，即入渗速率趋于定值，数值上等于渗透系数K。

第四章　地下水的化学成分及其形成作用

第一节　概　　述

地下水不是化学纯的 H_2O，而是含有多种化学元素的复杂溶液。天然条件下，赋存于岩石圈中的地下水，不断与岩土发生化学反应，并与大气圈、地表水圈与生物圈的水进行化学元素的交换，化学成分随空间及时间而演变。人类活动影响地下水的时期，虽然只占悠长地质历史的一瞬，然而，在许多地方，这种影响已经深刻改变了地下水的化学面貌。

地下水溶液是地下水与环境——自然地理、地质背景以及人类活动——长期相互作用的产物。一个地区地下水的化学面貌，是该地区地下水发展变化的历史画卷。研究地下水的化学成分，可以帮助我们重溯水文地质历史，阐明地下水的起源、形成与分布。

水是一种良好的溶剂。水溶解地壳的化学元素，携带它们一起运移，并在一定环境中将之析出。水是地壳中元素迁移、分散与富集的载体。研究许多地质过程（如岩溶、沉积、成岩）时，都不能不涉及地下水的化学作用。研究成矿过程中地下水的化学作用，对于阐明成矿机制，完善与丰富成矿理论，有很大的意义。

为各种实际目的利用地下水，都对水质有一定要求（例如，饮用水要求不含对人体有害的物质，锅炉用水要求硬度低），为此要进行水质评价。含大量盐类（如NaCl、KCl）或富集某些稀散元素（Br、I、B、Sr等）的地下水是宝贵的工业原料；某些具有特殊物理性质与化学成分的水具有医疗意义；这两种情况下，地下水是宝贵的液体矿产，需要查明有关组份的富集规律。围绕盐矿、油田以及金属矿床，往往形成特定化学元素的分散晕圈，后者可以作为找矿标志。污染物在地下水中散布，同样也会形成晕圈。这就需要查明有关物质的迁移、分散规律，确定矿床或污染源的位置。

地下水中化学元素迁移、集聚与分散的规律，是水文地质学的分支—水文地球化学的研究内容。这一研究地下水水质演变的学科，与研究地下水水量变化的学科——地下水动力学一起，构成了水文地质学的理论基础。地下水中元素迁移不能脱离水的流动，因此水文地球化学的研究必须与地下水运动的研究紧密结合。地下水水质的演变具有时间上继承的特点，自然地理与地质发展历史给予地下水的化学面貌以深刻影响；因此，不能从纯化学角度，孤立、静止地研究地下水的化学成分及其形成，而必须从水与环境长期相互作用的角度出发，去揭示地下水化学演变的内在依据与规律。

第二节　地下水的化学特征

地下水中含有各种气体、离子、胶体物质及有机物质等。自然界中存在的元素，绝大多数已在地下水中发现。

一、地下水中主要气体成分

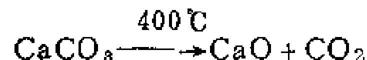
地下水中常见气体成分有O_2、N_2、H_2S及CO_2等。一般情况下，地下水中气体含量不高，每公升水中只有几毫克到几十毫克。但是，气体成分能够很好的反映地球化学环境；同时，某些气体的含量会影响盐类在水中的溶解度以及其它化学反应。

1．氧（O_2）、氮（N_2）：地下水中的氧气和氮气主要来源于大气。它们随同大气降水及地表水补给地下水，因此，以入渗补给为主、与大气圈关系密切的地下水中含O_2及N_2较多。

溶解氧含量愈多，说明地下水所处的地球化学环境愈有利于氧化作用进行。O_2的化学性质远较N_2为活泼，在较封闭的环境中，O_2将耗尽而只留下N_2。因此，N_2的单独存在，通常可说明地下水起源于大气并处于还原环境。大气中的惰性气体（A、Kr、Xe）与N_2的比例恒定，即：$(A+Kr+Xe)/N_2=0.0118$。比值等于此数，说明N_2是大气起源的；小于此数，则表明水中含有生物起源或变质起源的N_2。

2．硫化氢（H_2S）：地下水中出现硫化氢，其意义恰好与O_2相反，说明处于缺氧的还原环境。在与大气较为隔绝的环境中，有机质存在时，由于微生物的作用，SO_4^{2-}将还原成H_2S。因此，H_2S一般出现于封闭地质构造的地下水中。

3．二氧化碳（CO_2）：地下水中的二氧化碳主要有两个来源。一种由有机物的氧化（植物的呼吸作用及有机质残骸的发酵作用）形成。这种作用发生于大气、土壤及地表水中，生成的CO_2随同水一起入渗补给地下水；浅部地下水中主要含有这种成因的CO_2。另一种是深部变质形成的。含碳酸盐类的岩石，在深部高温影响下，分解生成CO_2，即：



$$CaCO_3 \xrightarrow{400℃} CaO + CO_2$$

由于近代工业的发展，大气中人为产生的CO_2有显著增加，特别在某些集中的工业区、补给地下水的降水中CO_2含量往往格外高。

地下水中含CO_2愈多，则其溶解碳酸盐类的能力以及对结晶岩类进行风化作用的能力便愈强。

二、地下水中主要离子成分

地下水中分布最广、含量较多的离子共七种，即：氯离子(Cl^-)、硫酸根离子(SO_4^{2-})、重碳酸根离子（HCO_3^-）、钠离子（Na^+）、钾离子（K^+）、钙离子（Ca^{2+}）及镁离子（Mg^{2+}）。构成这些离子的元素，或是地壳中含量较高，且较易溶于水的（如O_2、Ca、Mg、Na、K），或是地壳中含量虽不很大，但极易溶于水的（Cl、以SO_4^{2-}形式出现的S）。Si、Al、Fe等元素，虽然在地壳中含量很大，但由于其难溶于水，地下水中含量通常不大。

一般情况下，随着总矿化度（含盐量）的变化，地下水中占主要地位的离子成分也随之发生变化。低矿化水中常以HCO_3^-及Ca^{2+}、Mg^{2+}为主；高矿化水则以Cl^-及Na^+为主；中等矿化的地下水中，阴离子常以SO_4^{2-}为主，主要阳离子则可以是Na^+，也可以是Ca^{2+}。

地下水的矿化度与离子成分间之所以往往具有这种对应关系，一个主要原因是水中盐类的溶解度不同（表4—1）。

总的说来，氯盐的溶解度最大，硫酸盐次之，碳酸盐较小。钙的硫酸盐，特别是钙、镁的碳酸盐，溶解度最小；随着矿化度增大，钙、镁的碳酸盐首先达到饱和并沉淀析出，继续增大时，钙的硫酸盐也饱和析出，因此，高矿化水中便以易溶的氯和钠占优势了。

表4—1　地下水中常见盐类的溶解度（0℃，单位：g/L）

盐　类	溶　解　度	盐　类	溶　解　度
$NaCl$	350	$MgSO_4$	270
KCl	290	$CaSO_4$	1.9
$MgCl_2$	558.1(18℃)	Na_2CO_3	193.9(18℃)
$CaCl_2$	731.9(18℃)	$MgCO_3$	0.1
Na_2SO_4	50		

（本章中水的矿化度仍采用g/L，其中$L=10^{-3}m^3$）

1．**氯离子**（Cl^-）：氯离子在地下水中广泛分布，但在低矿化水中一般含量仅数毫克/升到数十毫克/升，高矿化水中可达数克/升乃至100克/升以上。

地下水中的Cl^-主要有以下几种来源：（1）来自沉积岩中所含岩盐或其它氯化物的溶解；（2）来自岩浆岩中含氯矿物〔氯磷灰石$Ca_5(PO_4)_3Cl$、方钠石$NaAlSiO_4 \cdot NaCl$〕的风化溶解；（3）来自海水：海水补给地下水，或者来自海面的风将细沫状的海水带到陆地，均使地下水中Cl^-增多；（4）来自火山喷发物的溶滤；（5）人为污染：工业、生活污水及粪便中含有大量Cl^-，因此，居民点附近矿化度不高的地下水中，如发现Cl^-的含量超过寻常，则说明很可能已受到污染。

氯离子不为植物及细菌所摄取，不被土粒表面吸附，氯盐溶解度大，不易沉淀析出，是地下水中最稳定的离子。它的含量随着矿化度增长而不断增加，Cl^-的含量常可用来说明地下水的矿化程度。

2．**硫酸根离子**（SO_4^{2-}）：在高矿化水中，硫酸根离子的含量仅次于Cl^-，可达数克/升个别达数十克/升；在低矿化水中，一般含量仅数毫克/升到数百毫克/升；中等矿化的水中，SO_4^{2-}常成为含量最多的阴离子。

地下水中的SO_4^{2-}来自含石膏（$CaSO_4 \cdot 2H_2O$）或其它硫酸盐的沉积岩的溶解。硫化物的氧化，则使本来难溶于水的S以SO_4^{2-}形式大量进入水中。例如：



$$2FeS_2 + 7O_2 + 2H_2O \rightarrow 2FeSO_4 + 4H^+ + 2SO_4^{2-}$$

（黄铁矿）

煤系地层常含有很多黄铁矿，因此流经这类地层的地下水往往以SO_4^{2-}为主，金属硫化物矿床附近的地下水也常含大量SO_4^{2-}。

在城镇中烧煤使大气中增加大量SO_2，形成腐蚀性很强的“酸雨”，补给地下水后也会使地下水中SO_4^{2-}明显增加。

SO_4^{2-}远不如Cl^-含量高，也不如Cl^-来得稳定。这是由于作为SO_4^{2-}主要来源的$CaSO_4$溶解度较小，限制了SO_4^{2-}在水中的含量；此外，在还原环境中，SO_4^{2-}将被还原为H_2S及S。

3．**重碳酸根离子**（HCO_3^-）：地下水中的重碳酸根离子，来自含碳酸盐的沉积岩：



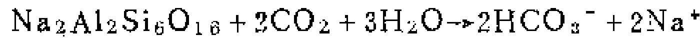
$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \rightarrow 2HCO_3^- + Ca^{2+}$$



$$MgCO_3 + H_2O + CO_2 \rightarrow 2HCO_3^- + Mg^{2+}$$

$CaCO_3$和$MgCO_3$是难溶于水的，当水中有CO_2存在时，方有一定数量溶解于水，水中HCO_3^-的含量取决于与CO_2含量的平衡关系。

岩浆岩与变质岩地区，HCO_3^-主要来自铝硅酸盐矿物的风化溶解，如：



$$Na_2Al_2Si_6O_{16} + 2CO_2 + 3H_2O \rightarrow 2HCO_3^- + 2Na^+$$



（钠长石） $+ H_4Al_2Si_2O_9 + 4SiO_2$



$$CaO \cdot 2Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 + 2CO_2 + 5H_2O \rightarrow 2HCO_3^- + Ca^{2+}$$



（钙长石） $+ 2H_4Al_2Si_2O_9$

地下水中HCO_3^-的含量一般不超过毫克/每升，HCO_3^-几乎总是低矿化水的主要阴离子成分。

4．**钠离子**（Na^+）：钠离子在低矿化水中的含量一般很低，仅数毫克/每升到数十毫克/每升，但在高矿化水中则必定是主要的阳离子，其含量最高可达数十毫克/每升。

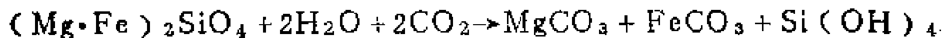
Na^+来自沉积岩中岩盐及其它钠盐的溶解，还可来自海水。在岩浆岩和变质岩地区，则来自含钠矿物的风化溶解。酸性岩浆岩中有大量含钠矿物，如钠长石；因此，在CO_2和H_2O的参与下，将形成低矿化的以Na^+及HCO_3^-为主的地下水。由于Na_2CO_3的溶解度比较大，故当阳离子以Na^+为主时，水中HCO_3^-的含量可超过与Ca^{2+}伴生时的上限。

5．**钾离子**（K^+）：钾离子的来源以及在地下水中的分布特点，与钠相近。它来自含钾盐类沉积岩的溶解，以及岩浆岩、变质岩中含钾矿物的风化溶解。在低矿化水中含量甚微，而在高矿化水中较多。虽然在地壳中钾的含量与钠相近，钾盐的溶解度也相当大。但是，在地下水中K^+的含量要比Na^+少得多；这是因为K^+大量地参与形成不溶于水的次生矿物（水云母、蒙脱石、绢云母），并易为植物所摄取。由于K^+的性质与Na^+相近，含量少，分析比较费事，所以，一般情况下，将K^+归并到Na^+中，不另区分。

6．**钙离子**（Ca^{2+}）：钙是低矿化地下水中的主要阳离子，其含量一般不超过数百毫克/每升。在高矿化水中，由于阴离子主要是Cl^-，而$CaCl_2$的溶解度相当大，故Ca^{2+}的绝对含量显著增大，但通常仍远低于Na^+。

地下水中的Ca^{2+}来源于碳酸盐类沉积物及含石膏沉积物的溶解，以及岩浆岩、变质岩中含钙矿物的风化溶解。

7．**镁离子**（Mg^{2+}）：镁的来源及其在地下水中的分布与钙相近。来源于含镁的碳酸盐类沉积（白云岩、泥灰岩），此外，还来自岩浆岩、变质岩中含镁矿物的风化溶解，如：



$$(Mg \cdot Fe)_2SiO_4 + 2H_2O + 2CO_2 \rightarrow MgCO_3 + FeCO_3 + Si(OH)_4$$



$$MgCO_3 + H_2O + CO_2 \rightarrow Mg^{2+} + 2HCO_3^-$$

Mg^{2+}在低矿化水中含量通常较Ca^{2+}少，通常不成为地下水中的主要离子，部分原因是由于地壳组成中Mg比Ca少。

三、地下水中的其它成分

除了上述常见的大量出现的组份，地下水中通常还存在微量组份，如Br、I、F、B、Sr、Ba等。这些微量组份常可说明地下水的形成环境，同时对人体健康有着明显影响。

地下水中还有未离解的化合物构成的胶体，其中分布最广的是$Fe(OH)_3$、$Al(OH)_3$及SiO_2。这些都是很难以离子状态溶解于水的化合物，但以胶体方式出现时，在地下水中的含量可以大大提高。例如，SiO_2虽然极难溶解，但可以以胶体方式出现，在矿化度很低的水中往往占有不可忽视的比例。

有机质是以碳、氢、氧为主的高分子化合物，经常以胶体方式存在于地下水中。大量有机质的存在，有利于还原作用。

地下水中还存在各种微生物。例如，在氧化环境中存在硫细菌、铁细菌等喜氧细菌；在还原环境中存在脱硫酸细菌、脱氧细菌等。这些微生物一方面可以指示地下水的环境，另方面对地下水化学成分的形成与变化起着很大作用。污染水中的致病细菌，则将影响人体健康。

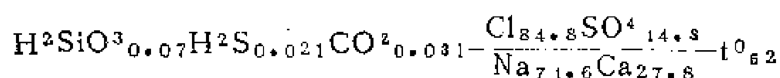
构成水的氢、氧均有其同位素（如氢有^{1}H、^{2}H、^{3}H，氧有^{16}O、^{17}O、^{18}O等），地下水中还含有其它同位素（如^{12}C、^{13}C、^{14}C）。利用同位素组份，可以判断地下水的年龄，成因与形成（详见第十三章第三节）。

应用地下水于各种实际目的时，还必须考虑其物理性质，如地下水的温度、透明度、颜色、嗅、味，放射性、比重等。物理性质在一定程度上还能反映水的化学成分与形成环境。

四、地下水的总矿化度及化学成分表示式

地下水中所含各种离子、分子与化合物的总量称为总矿化度，以每公升中所含克数（g/L）表示。为了便于比较不同地下水的矿化程度，习惯上以105°—110℃时将水蒸干所得的干涸残余物总量来表征总矿化度。也可以将分析所得阴阳离子含量相加，求得理论干涸残余物值。因为在蒸干时有将近一半的HCO_3^-分解生成CO_2及H_2O而逸失。所以，阴阳离子相加时，HCO_3^-只取重量的半数。

为了简明地反映水的化学特点，可采用库尔洛夫式表示。将阴阳离子分别标示在横线上下，按毫克当量百分数自大而小顺序排列，小于10%的离子不予表示。横线前依次表示气体成分、特殊成分及矿化度（以字母M为代号），三者单位均为g/L，横线后以字母t为代号表示以摄氏计的水温。如：



$$H_2SiO_{3\,0.07}H_2S_{0.021}CO_{2\,0.031}\frac{Cl_{84.8}SO_{4\,14.8}}{Na_{71.6}Ca_{27.8}}t_{62}^{0}$$

第三节　地下水化学成分的形成作用

地下水主要来源于大气降水，其次是河水、湖水及海水。这些水在进入含水层以前，已经含有某些物质，在与岩土接触后，化学成分又进一步演变。地下水化学成分的形成作用主要有以下几种：

一、溶滤作用

在水与岩土相互作用下，岩土中一部分物质转入地下水中，这就是溶滤作用*。溶滤作

* 狭义的溶滤作用是指矿物结晶格架未遭破坏，仅其中部分元素转入水中；矿物全部溶于水中，结晶格架破坏，则称为溶解作用。广义的溶滤作用包括上述两者；我们这里采用广义的溶滤作用。

用的结果，岩土失去一部分可溶物质，地下水则补充了新的组份。

水是由一个带负电的氧离子和两个带正电的氢离子组成的。由于氢和氧分布不对称（图4－1），在接近氧原子一端形成负极，氢离子一端形成正极，成为偶极分子。岩土与水接触时，组成结晶格架的盐类离子，被水分子带相反电荷的一端所吸引；当水分子对离子的引力足以克服结晶格架中离子间的引力时，离子脱离晶架，被水分子所包围，溶入水中（图4－2）。

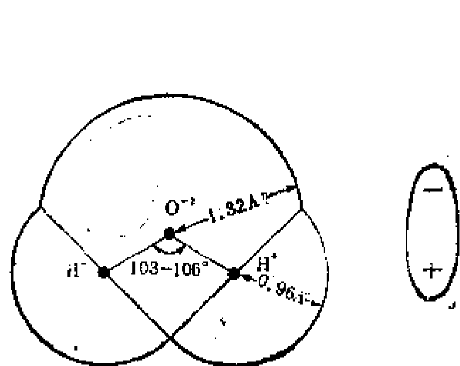


图4-1 水分子结构示意图（据柏乌林格）
1Å＝10^{-10} m

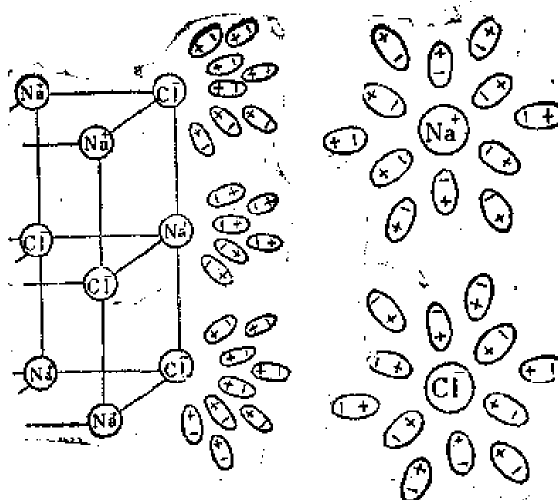


图4-2 水溶解盐类过程示意图（据阿廖金）
左侧表示水的极化分子吸引结晶格架中的离子，右侧表示结晶格架破坏，离子溶入水中

实际上，当矿物盐类与水溶液接触时，同时发生两种方向相反的作用：溶解作用与结晶作用；前者使离子由结晶格架转入水中，而后者使离子由溶液中固着于晶体格架上。随着溶液中盐类离子增加，结晶作用加强，溶解作用减弱。当同一时间内溶解与析出的盐量相等时，溶液达到饱和。此时，溶液中某种盐类的含量即为其溶解度。

不同盐类，结晶格架中离子间的吸引力不同，因而具有不同的溶解度。

随着温度上升，结晶格架内离子的振荡运动加剧，离子间引力削弱，水的极化分子易于将离子从结晶格架上拉出。因此，盐类溶解度通常随温度上升而增大（图4－3）。但是，某些盐类例外，如Na_2SO_4在温度上升时，由于矿物结晶中的水分子逸出，离子间引力增大，溶解度反而降低；$CaCO_3$及$MgCO_3$的溶解度也随温度上升而降低，这与下面所说的脱碳酸作用有关。

溶滤作用的强度，即岩土中的组分转入水中的速率，取决于一系列因素。

首先取决于组成岩土的矿物盐类的溶解度。显然含岩盐沉积物中的NaCl将迅速转入地下水中，而以SiO_2为主要成分的石英岩，是很难溶于水的。

岩土的空隙特征是影响溶滤作用的另一因素。缺乏裂隙的致密基岩，水难以与矿物盐类接触，溶滤作用便也无从发生。

水的溶解能力决定着溶滤作用的强度。如前所述，水对某种盐类的溶解能力随该盐类浓度增加而减弱。某一盐类的浓度达到其溶解度时，水对此盐类便失去溶解能力。因此，总的说来，低矿化水溶解能力强而高矿化水弱。

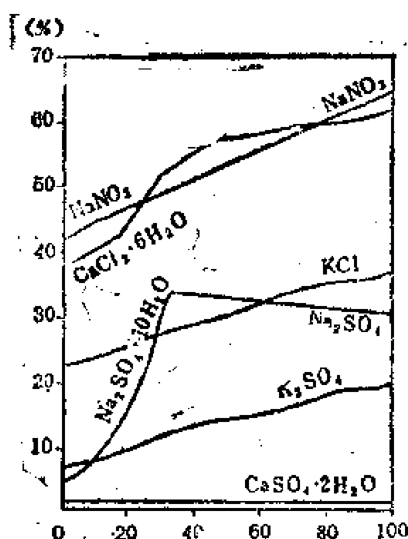


图4-3 盐类溶解度与温度的关系

（据阿廖金）

水中CO_2、O_2等气体成分的含量决定着某些盐类的溶解能力。水中CO_2含量愈高，溶解碳酸盐及硅酸盐的能力愈强。O_2的含量愈高，水溶解硫化物的能力愈强。

水的流动状况是影响其溶解能力的一个关键因素。流动停滞的地下水，随着时间推移，水中溶解盐类增多，CO_2、O_2等气体耗失，最终将失去溶解能力，溶滤作用便告终止。地下水流动迅速时，矿化度低的、含有大量CO_2和O_2的大气降水和地表水，不断入渗更新含水层中原有的溶解能力降低了的水，地下水便经常保持强的溶解能力，岩土中的组分不断向水中转移，溶滤作用便持续地强烈发育。

由此可知，地下水的径流与交替强度是决定溶滤作用强度的最活跃最关键的因素。

不应将溶滤作用等同于纯化学的溶解作用。溶滤作用乃是一种与一定的自然地理与地质环境相联系的历史过程。经受构造变动与剥蚀作用的岩层，接受来自大气圈及地表水圈的入渗水补给而开始其溶滤过程。设想岩层中原来含有包括氯化物、硫酸盐、碳酸盐及硅酸盐等各种矿物盐类。开始阶段，氯化物最易于由岩层转入水中，而成为地下水中主要化学组分。随着溶滤作用延续，岩层含有的氯化物由于不断转入水中并被水流带走而贫化，相对易溶的硫酸盐成为迁入水中的主要组分。溶滤作用长期持续，岩层中保留下来的几乎只是难溶的碳酸盐及硅酸盐，地下水的化学成分当然也就以碳酸盐及硅酸盐为主了。因此，一个地区经受溶滤愈强烈，时间愈长久，地下水的矿化度愈低，愈是以难溶离子为其主要成分。

除了时间上的阶段性，溶滤作用还显示空间上的差异性。气候愈是潮湿多雨，地质构造的开启性愈好，岩层的导水能力愈强，地形切割愈强烈，地下径流与水交替愈迅速，岩层经受的溶滤便愈充分，保留的易溶盐类便愈贫乏，地下水的矿化度愈低，难溶离子的相对含量也就愈高。

二、浓缩作用

干旱半干旱地区的平原与盆地中，地下水埋藏不深，蒸发是地下水的主要排泄去路。随着水分蒸发，地下水溶液逐渐浓缩，矿化度不断增高；与此同时，溶解度较小的盐类在水中相继达到饱和而沉淀析出。因此，经过蒸发浓缩以后，地下水的总矿化度与化学类

型，都将发生变化。

设想未经蒸发浓缩前为低矿化地下水，以重碳酸盐为主，居第二位的阴离子是SO_4^{2-}，Cl^-的含量最小，阳离子以Ca^{2+}为主，其次是Mg^{2+}。随着蒸发作用进行，溶液浓缩，溶解度小的钙、镁的碳酸盐部分析出，SO_4^{2-}及Na^+逐渐上升为主要成分，形成硫酸盐水。随后，继续浓缩，水中硫酸盐达到饱和并开始析出，便将形成Cl^-、Na^+为主的氯化物水。经受强烈浓缩作用的地下水，矿化度最高可达300g/L以上。

浓缩作用的影响深度一般不大，但在十分干旱的气候条件下，即使埋藏深度达数十米的潜水，也能受到蒸发浓缩。这种情况下，地下水的蒸发并不是通过毛细作用上升到地表而发生的，而是气态的水分子从深部不断逸出的结果。有人认为，即使是埋藏在地下几千米深的承压水，也可以在地热影响下产生深部蒸发而浓缩；并以此来解释深部高矿化水的成因。深部蒸发究竟能起多大作用，这个问题至今还不清楚。

三、脱碳酸作用

水中CO_2的溶解度受环境的温度和压力控制。CO_2的溶解度随温度升高或压力降低而减小，一部分CO_2便成为游离CO_2从水中逸出，这便是脱碳酸作用。脱碳酸的结果，地下水中HCO_3^-及Ca^{2+}、Mg^{2+}减少，矿化度降低：



$$Ca^{2+}+2HCO_3^-\rightarrow CO_2\uparrow+H_2O+CaCO_3\downarrow$$



$$Mg^{2+}+2HCO_3^-\rightarrow CO_2\uparrow+H_2O+MgCO_3\downarrow$$

深部地下水上升成泉，泉口往往形成钙华，这是脱碳酸作用的结果。温度较高的深层地下水，由于脱碳酸作用使Ca^{2+}、Mg^{2+}从水中析出，阳离子通常以Na^+为主。

四、脱硫酸作用

在还原环境中，当有有机质存在时，脱硫酸细菌能使SO_4^{2-}还原为H_2S：



$$SO_4^{2-}+2C+2H_2O\rightarrow H_2S+2HCO_3^-$$

结果使地下水中SO_4^{2-}减少以至消失，HCO_3^-增加，pH值变大。

封闭的地质构造，如储油构造，是产生脱硫酸作用的有利环境。因此，某些油田水中出现H_2S，而SO_4^{2-}含量很低。这一特征可以作为寻找油田的辅助标志。

五、阳离子交替吸附作用

岩土颗粒表面带有负电荷，能够吸附阳离子。一定条件下，颗粒将吸附地下水中某些阳离子，而将其原来吸附的部分阳离子转为地下水中的组份，这便是阳离子交替吸附作用。

不同的阳离子，其吸附于岩土表面的能力不同，按吸附能力，自大而小顺序为：

$H^+>Fe^{3+}>Al^{3+}>Ca^{2+}>Mg^{2+}>K^+>Na^+$。离子价愈高，离子半径愈大，水化离子半径愈小，则吸附能力愈大。H^+则是例外。

当含Ca^{2+}为主的地下水，进入主要吸附有Na^+的岩土时，水中的Ca^{2+}便置换岩土所吸附的一部分Na^+，使地下水中Na^+增多而Ca^{2+}减小。

地下水中某种离子的相对浓度增大，则该种离子的交替吸附能力（置换岩土所吸附的离子的能力）也随之增大。例如，当地下水中以Na^+为主，而岩土中原来吸附有较多的Ca^{2+}，那么，水中的Na^+将反过来置换岩土吸附的部分Ca^{2+}。海水侵入陆相沉积物时，

就是这种情况。

显然，阳离子交替吸附作用的规模取决于岩土的吸附能力，而后者决定于岩土的比表面积。颗粒愈细，比表面积愈大，交替吸附作用的规模也就愈大。因此，粘土及粘土岩类最容易发生交替吸附作用，而在致密的结晶岩中，实际上不发生这种作用。

六、混合作用

成分不同的两种水汇合在一起，形成化学成分与原来两者都不相同的地下水，这便是混合作用。海滨、湖畔或河边，地表水往往混入地下水中；深层地下水补给浅部含水层时，则发生两种地下水的混合。

混合作用的结果，可能发生化学反应而形成化学类型完全不同的地下水。例如，当以SO_4^{2-}、Na^+为主的地下水，与HCO_3^-、Ca^{2+}为主的水混合时：



$$Ca(HCO_3)_2 + Na_2SO_4 \rightarrow CaSO_4\downarrow + 2NaHCO_3$$

石膏沉淀析出，便形成以HCO_3^-及Na^+为主的地下水。

两种水的混合也可能不产生明显的化学反应。例如当高矿化的氯化钠型海水混入低矿化的重碳酸钙镁型地下水中，基本上不产生化学反应。这种情况下，混合水的矿化度与化学类型取决于参与混合的两种水的成分及其混合比例。

七、人类活动在地下水化学成分形成中的作用

随着社会生产力的发展，人类活动对地下水化学成分的影响愈来愈大。这种影响表现在两个方面：一种是人类的生产及生活活动所产生的废弃物使地下水发生污染；一种是人类通过生产活动改变了地下水的形成条件，从而使其化学成分发生相应变化。

工业废水、废气与废渣以及农业上大量使用化肥农药，使地下水中富集了天然水中本来含量甚微的一些有害元素，如酚、氰、汞、砷、锌、铅、铬、锰、钼、亚硝酸等。

人类生产活动通过影响地下水的形成而改变其化学成分，既可起消极的作用，也可起积极的作用。在一定的水文地质条件下，滨海地区过度开发地下水可能引起海水入侵、污染淡的地下水。不合理的打井采水可使咸水含水层中的水进入淡水含水层，破坏地下淡水资源，干旱及半干旱地区不合理的灌溉使浅层地下水位上升，造成大面积次生盐渍化，最终将使浅层地下水变咸而无法用于灌溉。兴修水库、合理地修筑灌溉渠道，则使地下水获得补充的淡水资源而水质变好。浅层分布地下咸水的干旱半干旱地区，通过挖渠打井，改变地下水的径流排泄条件，就可使原来向咸化方向发展的地下水逐步淡化。

人类利用改造自然的能力在迅速提高，愈来愈有必要防止人类活动对地下水化学成分的不利影响，积极发挥有利作用。

第四节　地下水化学成分的基本成因类型

不同领域的学者，目前已得出趋于一致的看法：地球上的水圈是原始地壳生成（约40亿年前）以后，氢和氧随同其它易挥发组分从地球内部层圈逸出而形成的。由此可见，初始的地下水起源于地球深部层圈。

从形成地下水化学成分的基本作用出发，可将地下水分为三种基本成因类型，即：溶滤水、沉积水及内生水。溶滤水主要分布于地壳浅表，沉积水分布于地壳较深的部位，内

生水则来源于地幔。

一、溶 滤 水

溶滤水的化学组分主要由水溶滤岩土获得。大气降水、地表水在渗入地壳上部发生溶滤作用之前，便已具有一定的化学成分。大部分地区的大气降水为矿化度数十毫克/每升的重碳酸型水，饱含CO_2、O_2、N_2及其它惰性气体。河水通常为矿化度100～200mg/L的重碳酸型水，含有大气起源的气体。

富含CO_2、O_2的渗入成因的地下水，溶滤它所流径的岩土而改变其化学成分。

地下水所流经的岩土对溶滤水化学成分有一定影响。在含盐地层沉积区，地下水中往往以Cl^-、Na^+为主。有石膏沉积的地区，水中SO_4^-与Ca^{2+}较多。石灰岩、白云岩等碳酸盐沉积区的地下水，HCO_3^-、Ca^{2+}、Mg^{2+}为其主要成分。酸性岩浆岩地区的地下水，大多为HCO_3-Na型水。基性岩浆岩地区的地下水常富含Mg^{2+}。煤系地层分布区及金属矿床附近常常形成硫酸盐水。

如果简单地断定，地下水流经什么样的岩土，就必定具有何种化学成分，那就把问题简单化了。岩土的组分按其地球化学特性，迁移能力各不相同。在潮湿气候条件下，即使是原来含有多量易溶盐类的沉积物，经过长期充分洗蚀，易迁移的离子大量淋失，作用继续进行，所能溶滤的主要是难于迁移的碳酸盐类了。因此，在潮湿气候长期影响下，虽然其原来地层中所含的组份极不相同，最终在浅表部分都可能出现低矿化重碳酸水，并且，极其难溶的硅酸在水中将占相当比重。反之，干旱气候下的平原地区，由于强烈蒸发的影响，不论其岩性组成如何，浅部地下水最终总会形成矿化度很高的氯化钠型水。气候是决定地壳浅表元素迁移的重要因素，就大范围来说，溶滤水的化学成分首先反映了气候的深刻影响。

地形对溶滤作用的影响，是通过改变地下水径流条件而起作用的。切割强烈的山区，地下水径流条件好，水交替迅速，岩层中的易溶组份不断被淋滤并由地下径流带走，同时，地下水在岩层中停留时间短，故常形成低矿化的以难溶离子为主的地下水。地势低平的地方，地下径流微弱，水交替缓慢，岩土中易溶盐类保存较多，水与岩土接触时间长，地下水的矿化度及易溶离子含量都较高。

在各种因素综合影响下，潜水的化学类型显示分带性。大范围的水化学分带，主要受气候控制，在地貌岩性影响下，沿着地下径流方向也显示分带性。干旱地区的山间盆地，这种分带表现得最为完整典型。例如，新疆吐鲁番盆地，从盆地边缘的洪积扇顶部，到盆地中心的艾丁湖，大致可分为三个水化学带。第一带是重碳酸盐水带，以HCO_3^-及Ca^{2+}为主，矿化度0.25～1g/L。第二带是硫酸盐水带，阴离子以SO_4^{2-}为主，阳离子则以Ca^{2+}为主，沿流程渐转为以Na^+为主，矿化度为1～3g/L，下缘增大到12g/L。第三带是氯化物水带，以Cl^-、Na^+为主，矿化度一般为30g/L左右，到艾丁湖畔则接近300g/L。半干旱的华北平原的潜水，由山前冲积洪积扇到滨海，虽然有些地方也可分为重碳酸盐水、硫酸盐水及氯化物水三个带，但是大部分地方缺乏中间的硫酸盐水带，而出现过渡性的重碳酸盐—氯化物或氯化物—重碳酸盐水带。

不仅潜水，与大气圈联系比较密切的承压水，如堆积平原和盆地浅部松散沉积物中的水，以及具有一定构造开启性的基岩中的水，也属于溶滤水。构造开启性好，透水性强的

承压含水层，水交替强烈，溶滤作用发育，就形成低矿化的重碳酸盐水；而在径流条件差、水交替弱的承压含水层中则形成矿化度较高的硫酸盐以至氯化物水。在同一承压含水层中，越是接近补给区，水交替越强，溶滤愈充分；向深部，水交替及溶滤作用变弱。因此，同一承压含水层由补给区向下，也可以呈现矿化度由低到高，离子成分由难溶离子为主到易溶离子为主的分带；在典型的情况下，清楚地表现为重碳酸盐、硫酸盐及氯化物水带。

二、沉 积 水

沉积水是指与沉积物同时生成的古老地下水，其化学成分在一定程度上反映古沉积盆地水的化学特征。

不同水体的沉积物（海相的、河相的、湖相的），具有不同的原始化学成分。在漫长的地质时期中，又经受一系列复杂的变化。这些变化还没有弄得很清楚，至今研究得比较多的是海相淤泥中的沉积水。

海相淤泥沉积物的特点是：孔隙度、含水量和比表面积都相当大，通常含有机质和各种微生物。由于处于缺氧的地球化学环境，故有利于各种生物化学和物理化学作用的进行。

海水的平均化学成分是矿化度35g/L的氯化钠水（$M_{35}\frac{Cl_{90}}{Na_{77}Mg_{18}}$，$\frac{rNa}{rCl}$*＝0.85，$\frac{Cl}{Br}=293$）。与海水相比较，海相淤泥所形成的沉积水一般有以下几个特点：（1）矿化度很高，最高可达300g/L；（2）硫酸根离子减少以至消失；（3）钙的相对含量明显增大，钠减少，（rNa/rCl）＜0.85；（4）富集溴、碘，尤其是碘的含量显著增加，Cl/Br变小；（5）出现硫化氢、甲烷、铵、氮；（6）pH值增高。

对于海相沉积水矿化度的增大有不同的解释。有人认为是海水在泻湖中蒸发浓缩所致，也有的认为是沉积物经构造沉降后，在高温影响下深部蒸发作用的结果。

生物化学作用在改变海相淤泥水原始化学成分上影响最大，其中脱硫酸作用是最重要最广泛的一种。脱硫酸作用使水中SO_4^{2-}减少乃至消失，出现H_2S，HCO_3^-增加，水的pH值提高。

HCO_3^-增加与pH值提高，使部分碳酸钙和碳酸镁沉淀析出，水中Ca^{2+}、Mg^{2+}减少。

由于Ca^{2+}、Mg^{2+}减少，水与岩土颗粒间阳离子吸附平衡遭到破坏，岩土吸附的部分Ca^{2+}转入溶液，溶液中部分Na^+为岩土吸附。有人认为，正是这种沉积后期的阳离子交替吸附作用使水溶液的rNa/rCl降低，成为氯化物-钠-钙型水。

其它的生物化学作用还有细胞的分解，蛋白质分解及脱硝酸作用等，其结果产生甲烷、铵、氮等。

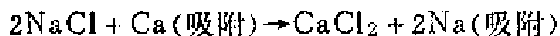
生物遗骸中原来含有较多的溴及碘，在有机物分解时富集于水中，使Cl/Br降低。

关于钙的增多，虽然都认为是阳离子交替吸附作用的结果。但是，有人认为，这种作用不是在沉积后期发生的，而是在浅海盆地中就完成了。当河流将吸附大量Ca^{2+}的粘土

---

* r为毫克当量的代号，rNa/rCl即Na与Cl毫克当量比值，后面的Cl/Br为重量比值。

携带入海时，与富含钠的海水相遇，产生下列交替反应：



$$2NaCl + Ca(\text{吸附}) \rightarrow CaCl_2 + 2Na(\text{吸附})$$

海相淤泥在成岩过程中受到上覆岩层压力而密实时，其中所含的水，一部分被挤压进入颗粒较粗且不易压密的相邻岩层，构成后生沉积水；另一部分仍保留于淤泥层中，这便是同生沉积水。

埋藏在地层中的海相淤泥沉积水，在经历若干时期以后，由于地壳运动而被剥蚀出露地表，或者由于开启性构造断裂使其与外界连通。经过长期入渗淋滤，沉积水有可能完全排走，而为溶滤水所替换。在构造开启性不十分好时，则在补给区分布低矿化的以难溶离子为主的溶滤水，较深处则出现溶滤水和沉积水的混合，而在深部仍为高矿化的以易溶离子为主的沉积水。

三、内 生 水

早在本世纪初，曾把温热地下水看作岩浆分异的产物。后来发现，在大多数情况下，温泉是大气降水渗入到深部加热后重新升到地表形成的。近些年来，某些学者通过对地热系统的热均衡分析得出，仅靠水渗入深部获得的热量无法解释某些高温水的出现，认为应有10～30%的来自地球深部层圈的高热流体的加入。这样，源自地球深部层圈的内生水说又逐渐为人们所重视。有人认为，深部高矿化卤水的化学成分也显示了内生水的影响。

内生水的典型化学特征至今并不完全清楚。苏联某些花岗岩中包裹体溶液为矿化度100～200g/L的氯化钠型水。冰岛玄武岩区的热蒸汽凝成的水，是矿化度1～2g/L的HS^--HCO_3^--Na^+水，含有大量SiO_2与CO_2。

内生水的研究迄今还很不成熟，但由于它涉及水文地质学乃至地质学的一系列重大理论问题，因此，今后水文地质学的研究领域将向地球深部层圈扩展，更加重视内生水的研究。

第五节 地下水化学成分的分析内容与分类图示

一、地下水化学成分分析内容

地下水化学成分的分析是研究的基础。工作目的与要求不同，分析项目与精度也不相同。在一般水文地质调查中，区分为简分析和全分析，为了配合专门任务，则进行专项分析。

简分析用于了解区域地下水化学成分的概貌，这种分析可在野外利用专门的水质分析箱就地进行。简分析项目少，精度要求低，简便快速，成本不高，技术上容易掌握。分析项目除物理性质（温度、颜色、透明度、嗅味、味道等）外，还应定量分析以下各项：HCO_3^-、SO_4^{2-}、Cl^-、Ca^{2+}、总硬度、pH值。通过计算可求得水中各主要离子含量及总矿化度。定性分析的项目则不固定，较经常的有NO_3^-、NO_2^-、NH_4^+、Fe^{2+}、Fe^{3+}、H_2S、耗氧量等。分析这些项目是为了初步了解水质是否适于饮用。

全分析项目较多，要求精度高。通常在简分析的基础上选择有代表性的水样进行全分析，以较全面地了解地下水化学成分，并对简分析结果进行检核。全分析并非分析水中的

全部成分，一般定量分析以下各项：HCO_3^-、SO_4^{2-}、Cl^-、CO_3^{2-}、NO_2^-、NO_3^-、Ca^{2+}、Mg^{2+}、K^+、Na^+、NH_4^+、Fe^{2+}、Fe^{3+}、H_2S、CO_2、耗氧量、pH值及干涸残余物。

在进行地下水的化学分析的同时，必须对有关的地表水体取样分析。因为地表水体可能是地下水的补给来源，或者是排泄去路。前一种情况下，地表水的成分将影响地下水。后一种情况下，地表水反映了地下水化学变化的最终结果。对于作为地下水主要补给来源的大气降水的化学成分，至今一直很少注意，原因是它所含物质数量很少。但是，必须看到，在某些情况下，不考虑大气降水的成分，就不能正确地阐明地下水化学成分的形成。

二、地下水化学成分分类与图示方法

将地下水按化学成分分为不同类型，或将一个地区的水质以图解表示，将便于我们掌握一个地区地下水化学成分变化规律。在此仅举数种加以说明。

1．舒卡列夫分类：苏联舒卡列夫的分类（表4—2），是根据地下水中六种主要离子(K^+合并于Na^+)及矿化度划分的。将含量大于25%毫克当量的阴离子和阳离子进行组合，共分成49型水，每型以一个阿拉伯数字作为代号。按矿化度又划分为4组：A组矿化度小于1.5g/L，B组1.5～10g/L，C组10～40g/L，D组大于40g/L。

不同化学成分的水都可以用一个简单的符号代替，并赋以一定的成因特征。例如，1—A型即矿化度小于1.5g/L的 HCO_3-Ca 型水，是沉积岩地区典型的溶滤水，而49—D型则是矿化度大于40g/L的 Cl-Na 型水，可能是与海水及海相沉积有关的地下水，或者是大陆盐化潜水。

这种分类简明易懂，可以利用此图表系统整理水分析资料。从图表的左上角向右下角大体与地下水总的矿化作用过程一致。缺点是以25%毫克当量为划分水型的依据带有人为性。其次，在分类中，对大于25%毫克当量的离子未反映其大小的次序。因此反映水质变化不够细致。

表4—2　舒卡列夫分类图表

超过25%毫克当量的离子	HCO_3	HCO_3+SO_4	HCO_3+SO_4+Cl	HCO_3+Cl	SO_4	SO_4+Cl	Cl
Ca	1	8	15	22	29	36	43
Ca+Mg	2	9	16	23	30	37	44
Mg	3	10	17	24	31	38	45
Na+Ca	4	11	18	25	32	39	46
Na+Ca+Mg	5	12	19	26	33	40	47
Na+Mg	6	13	20	27	34	41	48
Na	7	14	21	28	35	42	49

2．阿廖金天然水分类：舒卡列夫分类以含量较多的离子作为分类基础，另一种分类法则以阴阳离子间含量对比关系为基础，苏联阿廖金的天然水分类，是将这两个原则结合起来考虑的。

阿廖金分类是根据含量最多的阴离子划分为三大类，在每一大类中再根据主要的阳离子分为三组，然后再按阴阳离子含量的比例关系分为四个型，如此共得27种水（图4－4）。

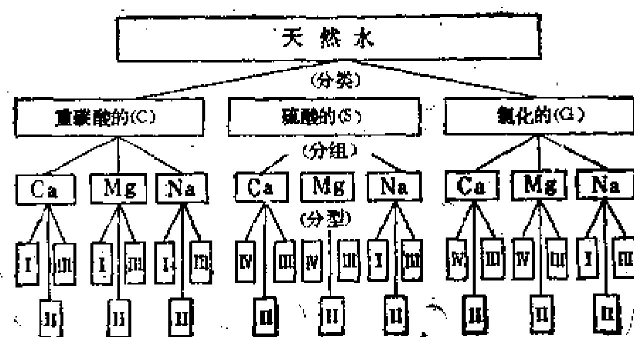


图4-4 阿廖金天然水分类图表

阿廖金分类法共分出四个型：

Ⅰ（第一型）：$rHCO_3^- > r(Ca^{2+}+Mg^{2+})$，即水中有多余的$HCO_3^-$与$Na^+$相应，此型标志着在富含$K^+$、$Na^+$的岩浆岩分布区进行溶滤作用的水，或是以$Ca^{2+}$与岩土所吸附的$Na^+$进行交替的水。在S类与Cl类的Ca及Mg组中没有此型。因为当阴离子中HCO_3^-处于次要地位，而Ca^{2+}、Mg^{2+}含量很多时，不可能形成此型水。

Ⅱ（第二型）：$rHCO_3^- < r(Ca^{2+}+Mg^{2+}) < r(HCO_3^- + SO_4^{2-})$，此型标志着与沉积岩及其风化产物有关的天然水，其中包括循环深度不大的地下水。

Ⅲ（第三型）：$r(HCO_3^- + SO_4^{2-}) < r(Ca^{2+}+Mg^{2+})$，或$rCl^- > rNa^+$，水中有多余的$Cl^-$与$Ca^{2+}$、$Mg^{2+}$相应，此型为高矿化天然水，其中包括经阳离子交替吸附作用而成分显著改变的地下水。

Ⅳ（第四型）：$rHCO_3 = 0$，此型为酸性水，如矿坑水。显然，C类中不可能包括Ⅳ型。

按阿廖金分类划分的水类型可用符号代表，如$C_{Ⅱ}^{Ca}$表示C类Ca组Ⅱ型。

此分类是对所有天然水的分类，应用得并不广泛，但其分类所考虑的原则对于研究地下水化学成分形成规律时是值得参考的。

应用任一种地下水化学分类方法时，必须注意到它的局限性，并且应当与地下水赋存环境与演变历史结合起来分析水的形成与成因。仅仅根据化学成分，将某类地下水与成因直接联系起来，这样做容易发生错误。

3．**皮伯（Piper）三线图解**：三线图解由两个三角形及一个菱形组成（图4－5）。在下角三角形的三条边线分别代表阳离子中$Na^+ + K^+$、Ca^{2+}及Mg^{2+}的毫克当量百分数。右下角三角形表示阴离子Cl^-、SO_4^{2-}及HCO_3^-的毫克当量百分数。任一水样的阴阳离子的相对含量分别在两个三角形中以标号的圆圈表示，引线在菱形中得出的交点上以圆圈综合表示此水样的阴阳离子相对含量，按一定比例尺画的圆圈的大小表示矿化度。

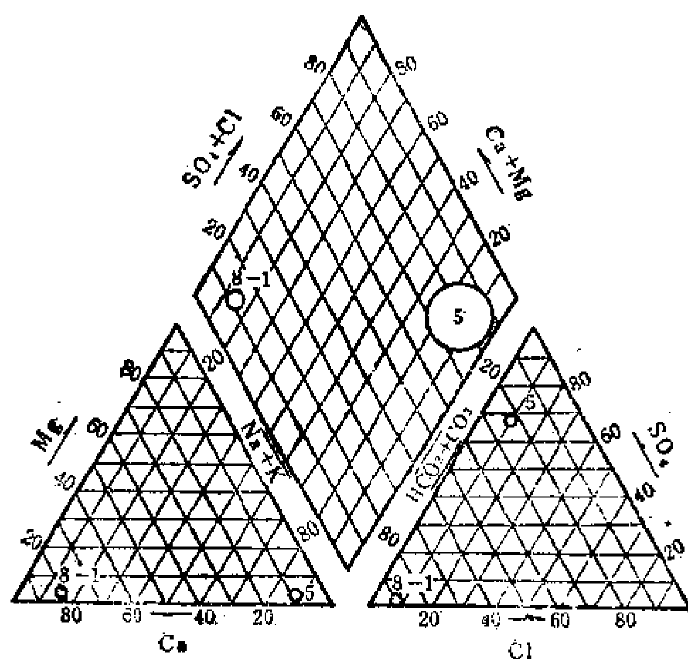


图4-5 皮珀三线图解

（据Piper，1953）

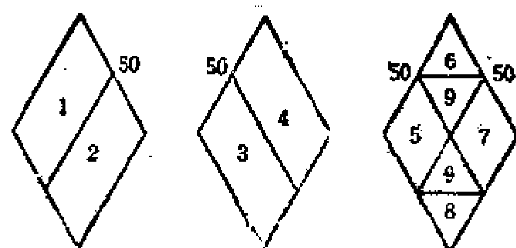


图4-6 皮珀三线图解分区

（据Piper，1953）

落在菱形中不同区域的水样具有不同化学特征（图4—6）。1区碱土金属离子超过碱金属离子，2区碱大于碱土，3区弱酸根超过强酸根，4区强酸大于弱酸，5区碳酸盐硬度超过50%，6区非碳酸盐硬度超过50%，7区碱及强酸为主，8区碱土及弱酸为主，9区任一对阴阳离子含量均不超过50%毫克当量百分数。

这一图解的优点是不受人为影响，从菱形中可看出水样的一般化学特征，在三角形中可以看出各种离子的相对含量。将一个地区的水样标在图上，可以分析地下水化学成分的演变规律。

第五章　地下水的补给、排泄与径流

地下水经常不断地参与着自然界的水循环。含水层或含水系统通过补给从外界获得水量，径流过程中水分由补给处输送到排泄处然后向外界排出，在水分交换、运移过程中，往往同时伴随着盐分的交换与运移。补给、径流与排泄决定着含水层或含水系统的水量与水质在空间和时间的变化。只有对地下水的补给、排泄与径流建立起清晰的概念，才有可能正确地分析与评价地下水资源，采取有效的兴利防害措施。

第一节　地下水的补给

含水层或含水系统从外界获得水量的作用过程称作补给。补给的研究包括补给来源、补给条件及补给量。补给来源有大气降水、凝结水和其它含水层的水，以及由于各种人类活动而产生的人工补给来源，如水库水，灌溉水等；此外，专门为改善地下水资源条件而采取的人工补给地下水的措施，近年来发展很快。

一、大气降水对地下水的补给

1．大气降水入渗补给含水层的机制

我们以松散沉积物组成的包气带为例进行讨论，在这一土颗粒、空气和水组成的三相体系中，水的运动十分复杂。降水入渗机制迄今尚未完全阐明。

一般情况下，入渗补给含水层的水量仅占降水量的20～50%，其余的水量通过各种途径耗失了（图5—1）。落到地面的降水，部分转为地表径流，其余部分渗入包气带。入渗的水量，一部分滞留于包气带中，一部分在雨后蒸发返回大气圈，剩余的才是补给含水层的水量。

降水入渗速率，即地面吸收降水的能力，是随着降雨过程延续而降低的。雨季以前，表土含水量很低，毛细负压大，降雨时，重力及强大的毛细力使水分迅速渗入地面。继续降雨，包气带水分渐趋饱和，当地表形成一极薄水层时，均质包气带自地表向下可分为以下各部分：

（1） 完全饱和带：地表下数厘米深度内出现水分完全饱和的薄层；

（2） 传输带：此带并不完全饱和，含水量大致相当于饱和含水量的80%，而不再增加，不断由地表接受水分并向下传输；

（3） 湿润带：位于传输带以下，此带含水量自上而下逐渐降低；

（4） 湿锋面：是湿润带的前缘，与下部之间含水量突变，在毛细力作用下向下推进。

随着降雨延续，传输带变厚，湿锋面下移。当t时刻，湿锋面推进到距地表深度为Z处，其毛细压力水头为hc，则如第三章所述，某一时刻的入渗速率V_t为：

$$V_t = K\left(\frac{Z + hc}{Z}\right)$$

或 $$V_t = K\left(1 + \frac{hc}{Z}\right)$$

随着降雨时间延续，Z值变大，降水入渗速率变小，直至趋于某一定值（V = K）。当降水强度（单位时间的降水量）大于降水入渗速率（即地面吸收水份能力）时，地面来不及吸收的那部分降水量便转化为地面坡流。

旱季的蒸发与蒸腾，使包气带水分耗失，含水量小于其最大持水能力。因此，雨季初期渗入地下的水量，几乎全部以结合水、孔角毛细水及悬挂毛细水的形式滞留于包气带，一般不补给含水层，或只对含水层产生少量补给。雨季后期，包气带含水量接近其最大持水能力，入渗降水补给含水层的份额就大为增加了。降雨间歇时期，包气带表层的水分蒸发消耗，下一次降雨时，入渗的降水首先必须补充这部分水分亏缺，剩余的方下渗补给含水层。由此可见，包气带的水分滞留实质上是包气带水分旱季蒸发的结果，它使降水入渗补给含水层滞后与减量。

降雨后包气带水的下渗方式迄今研究得还不深入，一般认为有活塞式(piston type)及捷径式(short-circuit type)两种。所谓活塞式下渗是指上部新的入渗水推动下部较老的水作面状下移。此类下渗主要发生于比较均质的孔隙大小差别不大的砂层中。前面的讨论实际上都是建立在活塞式下渗基础之上的。作捷径式下渗时，水流不作面状推进，而沿着某些通路优先下渗。例如在粘性土中下渗水往往沿着某些大孔道——根孔、虫孔及裂隙移动。我国黄土高原地区，潜水面最深可达二、三百米，但仍可获得降水补给。捷径式下渗很可能起着主要作用。

2．影响大气降水补给地下水的因素

降水特征、蒸发强度、包气带的岩性与厚度、地形、植被等都影响大气降水对含水层的补给。

显而易见，年降水量是影响降水补给地下水的决定因素之一，降水量的相当一部分要用于补充旱季包气带蒸发造成的水分亏缺。因此年降水量小于某一数值时，对地下水实际上无补给作用；年降水量较大，则入渗补给含水层的比值也愈大（参见图5—6）。

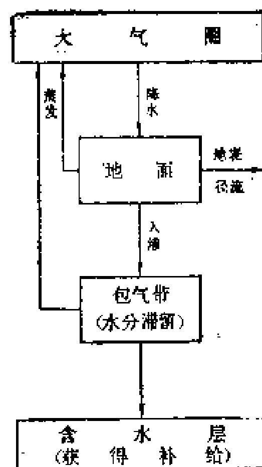


图5-1 降水入渗补给含水层框图

降水强度过大而超过地面入渗速率时，将产生地表径流。一次降雨量较小且各次降雨时间间隔较长，则每次降雨量仅足以湿润表层，雨后蒸发消耗。上述两种情况均不利于地下水获得补给。绵绵细雨对地下水补给很有利。

包气带渗透性好，有利于吸收降水。包气带厚度（潜水埋藏深度）愈大，滞留的水量便愈多，不利于补给地下水。但是如果潜水埋深过浅，毛细饱和带离地表很近，会使降水的入渗

速率降低而大量转为地表径流，也不利于补给地下水。

在降水强度过大产生地表径流时，地形会影响降水对地下水的补给。地形坡度大则地面坡流迅速流走，而平缓的地形与局部洼地则滞积坡流，增加降水入渗的份额。

森林可滞蓄降水而减少地表径流。林下土壤有机质多，根系发育，树冠及落叶可保护表土结构，从而有利于降水下渗。森林还可增加局部地区的降水量而利于地下水获得更多的补给。

上述各种影响因素是相互制约、互为条件的，不能孤立地加以分析。例如，强烈岩溶化岩层分布的山区，虽然地形陡峻，地下水位埋深达数百米，但由于岩层渗透性很好，即使是连续暴雨也能完全吸收，降水补给地下水的份额可高达70～90%。

二、地表水对地下水的补给

河流与地下水的补给关系沿着河流纵断面而有所变化（图5—2）。一般说来，山区河谷深切，河水位常年低于地下水位，起排泄地下水的作用（图5—2a）。山前，由于河流的堆积作用，河床处于高位，河水常年补给地下水（图5—2b）。冲积平原与盆地的某些部位，河水位与地下水位的关系，随季节而变（图5—2c）。而在某些冲积平原中，河床因强烈的堆积作用而形成所谓“地上河”，河水经常补给地下水（图5—2d）。

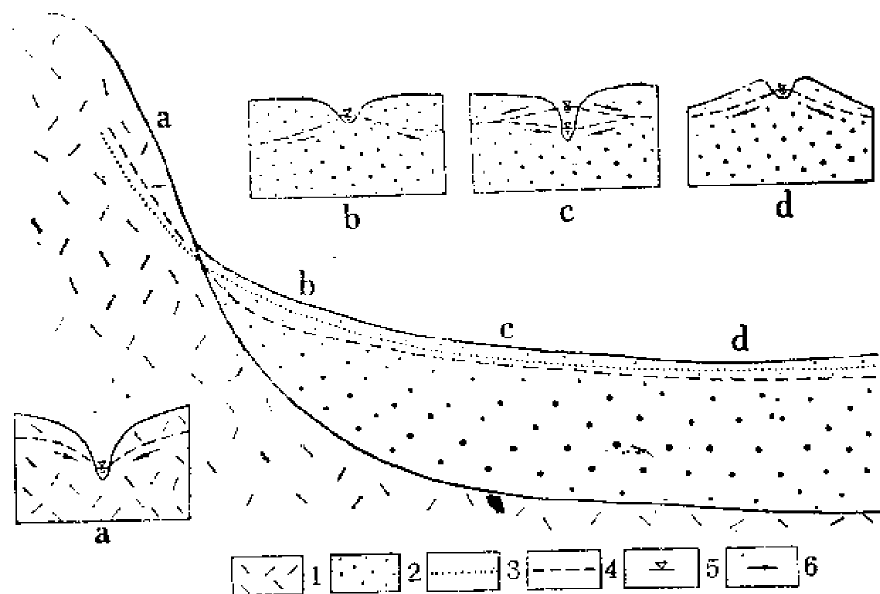


图5-2 地表水与地下水的补给关系

1—基岩；2—松散沉积物；3—地表水位(纵剖面)；4—地下水位；5—地表水位(横剖面)；6—补给方向

我们先来分析间歇性河流对地下水的补给过程。汛期开始，河水浸湿包气带并发生垂直下渗，使河下潜水面形成水丘（图5—3a）。河水不断下渗，水丘逐渐抬高与扩大，与河水联成一体（图5—3b）。汛期结束，河水撤走，水丘逐渐趋平，使一定范围内潜水位普遍抬高（图5—3c）。

河水补给地下水时，补给量的大小取决于下列因素：透水河床的长度与浸水周界（相当于一个过水断面），河床透水性（渗透系数）。河水位与地下水位的高差（影响水力梯度）以及河床过水时间，同样可以用达西定律进行分析。

当地下水的侧向径流强烈，而河床透水性相对较差时，即使是常年有水的河流，也可以发生如图5—3a所示的非饱和渗漏补给，水丘始终处于河床下一定深度，潜水位与河水位并不相连。

为了确定河水渗漏补给地下水的水量，可在渗漏河段上下游测定断面流量Q_1及Q_2，则河水渗漏量等于（Q_1-Q_2）t，t为河床过水时间。对于常年性河流，此渗漏量即为河水补给地下水的水量；但是，对于过水时间很短的间歇性河流，渗漏量有相当大一部分消耗于湿润河床附近的包气带，将河水渗漏量当作地下水获得的补给量，会产生误差。

大气降水与地表水是地下水的两种主要补给来源，从空间分布上看，大气降水属于面状补给，范围普遍且较均匀，地表水则是线状补给，局限于地表水体周边。从时间分布比较，大气降水持续时间有限而地表水体持续时间长，或是经常性的。在地表水体附近，地下水接受降水及地表水补给，开采后这一补给还可加强，因此地下水格外丰富。

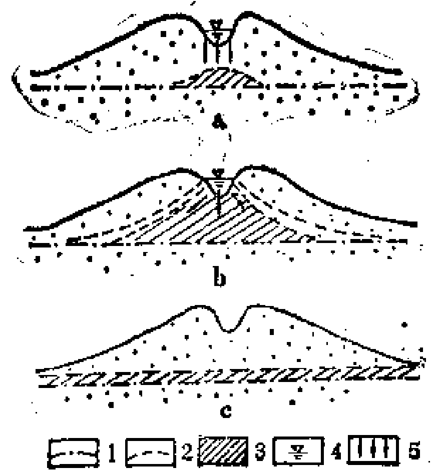


图5-3　河水补给地下水
1—原地下水位；2—抬高后地下水位；3—地下水位抬高部分；4—河水位；5—补给方向

干旱地区的山间盆地降水稀少，它对地下水的补给微不足道。发源于山区，依靠高山冰雪融水或降水供给水量的河流，往往成为地下水主要的，甚至唯一的补给来源。例如，河西走廊中段，降水只占地下水补给量的4%，其余均属河水补给。

就其水源而言，地表水是由大气降水转化而来的，即使对于干旱山间盆地，作为地下水主要补给来源的河水，仍然来源于山区降水，或以冰雪形式积累起来的高山降水。因此，从总体上说，降水量的多寡决定着一个地区地下水的丰富程度。那种认为降水稀少的干旱地区也可能存在相当丰富的地下水资源的说法，是缺乏根据的。

潜水和承压水含水层接受降水及地表水补给的条件不同。潜水在整个含水层分布面积上都能直接接受补给，而承压水仅在含水层出露于地表，或与地表连通处方能获得补给。因此，地质构造与地形的配合关系，对承压含水层的补给影响极大。含水层出露于地形高处，充其量只能得到出露范围（补给区）大气降水的补给（图5—4a）；出露于低处，则整个汇水范围内的降水都有可能汇集补充（图5—4b）。切穿承压含水层隔水顶板的导水断层，在有利的地形条件下，也能将大范围内的降水引入含水层（图5—4c）汇水区的大小也影响潜水含水层接受补给（图5—4d）。

三、大气降水及河水补给地下水水量的确定

在此仅介绍某些常用的方法。

1．平原区大气降水入渗补给量的确定

大气降水入渗补给地下水的量通常可用下式确定：

$$Q=X\cdot\alpha\cdot F\cdot 1000$$

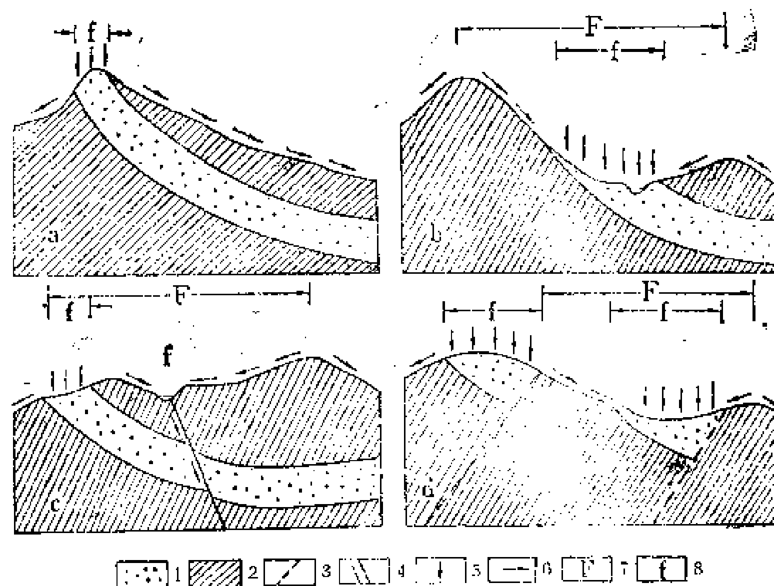


图5-4　含水层的补给区与汇水区

1—透水层；2—隔水层；3—断层；4—导水断层；5—降雨；6—地表径流　7—补给区；8—汇水区

式中：Q—大气降水入渗补给地下水量（m^3/a）

X—年降水量（mm）

α—入渗系数

F—补给区面积（km^2）

入渗系数α是年降水入渗量（q_x）与年降水量（X）的比值，由于q_x与X均用水柱高度毫米数表示，故α值是无名小数。

上式中各项均不难得到，关键是确定入渗系数，常用的有下列方法。

（1）利用地中渗透仪测定：地中渗透仪的结构如图5—5所示。根据研究区的情况，

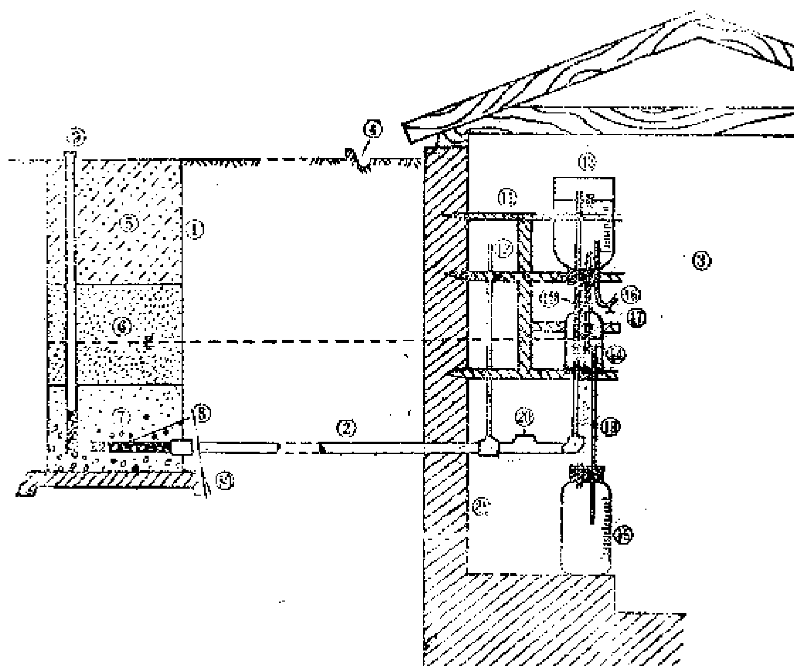


图5—5　地中渗透仪结构图（据河北省地质局水文地质观测总站）1—入渗（蒸发）皿；2—导水管；3—地下观测室；4—室边排水沟；5—原状土样；6—皿内水位；7—过滤层；8—过滤管；9—检查管；10—防沉底座；11—支架；12—测压管；13—马里奥特瓶；14—水位调整管；15—接渗瓶；16—加水管；17—出水管；18—通气管；19—接渗管；20—截门；21—防水墙

在若干个入渗皿中放入有代表性的原状土样，并利用水位调整管控制不同的水位埋深。通过多年观测，可以得到不同包气带岩性、地下水位埋深及年降水量条件下的年降水入渗补给量q_x，据此可推求入渗系数α（图5—6）。求多年平均年降水入渗补给量$\overline{Q}$时，可将多年平均年降水量$\overline{X}$及相应的入渗系数$\overline{\alpha}$代入前式。

（2）利用天然潜水位变化幅度确定：在研究区中地下水水平径流及垂向越流都很微弱，不受开采及地表水影响的地段里，选择若干地势平坦、包气带岩性及潜水埋深有代表性的地点，布置观测井观测因降水入渗而引起的地下水位抬升值 Δh，并测定水位变动带的给水度μ，则据下式可求得α：

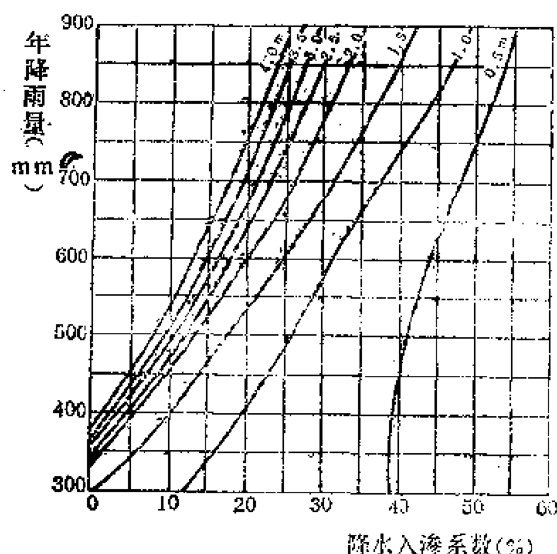


图5-6　降水入渗系数与年降水量、潜水埋深关系曲线

（据河北省地质局水文地质观测总站）

根据地中渗透仪观测资料编绘，包气带岩性主要为亚粘土及亚砂土，图中曲线旁注数字为潜水埋藏深度(m)

$$\alpha = \frac{q_x}{X} = \frac{\mu\ \Delta h}{X}$$

经过多年观测，也可求得不同包气带岩性、不同潜水埋深与年降水量下的α值．由于式中包含给水度μ，故α值的精度，取决于μ值的可靠程度。

2．山区大气降水及河水入渗量的确定

基岩山区大气降水、地表水与地下水相互转换很复杂，单独求算大气降水入渗补给量很困难。由于山区地下水属于渗入–径流型循环，地下水蒸发排泄量微小，可予忽略。因此，山区大气降水与河水对地下水的补给量跟地下水排泄量相当，可通过测定排泄量反求补给量。

山区地下水以集中的大泉或泉群形式排泄时，可通过定期测定泉流量求得全年排泄量；排泄分散时，则可通过分割河水流量过程线求全年排泄量（详见本章第二节）。若山区地下水有一部分以地下径流形式排入邻接的平原或盆地，利用排泄量反推补给量就比较困难了。

通常山区的入渗系数α是全年降水及河水入渗补给地下水总量与年降水量的比值：

$$a=\frac{Q}{F\cdot X\cdot 1000}$$

式中：Q—年大气降水及河水入渗补给量，相当于全年泉水涌出量或（及）地下水流量；

F—汇水区面积（km_2）；

X—年降水量（mm）。

为了减轻工作量，可选择典型地段，测得相应的Q、F、X值，利用上式求a值，然后再用此a值推求大区域的Q值。

四、凝结水的补给

在某些地方，水汽的凝结对地下水的补给有一定意义。

饱和湿度随温度降低，温度降到一定程度，空气中的绝对湿度与饱和湿度相等。温度继续下降，超过饱和湿度的那一部分水汽，便凝结成水。这种由气态水转化为液态水的过程称作凝结作用。

夏季的白天，大气和土壤都吸热增温；到夜晚，土壤散热快而大气散热慢。地温降到一定程度，在土壤孔中隙水汽达到饱和，凝结成水滴，绝对湿度随之降低。由于此时气温较高，地面大气的绝对湿度较土中为大，水汽由大气向土壤孔隙运动，如此不断补充，不断凝结，当形成足够的液滴状水时，便下渗补地下水。

一般情况下，凝结形成的水相当有限。但是，高山、沙漠等昼夜温差大的地方（如撒哈拉大沙漠昼夜温差大于50℃），凝结作用对地下水补给的作用不能忽视。据报道，我国内蒙沙漠地带，在风成细沙中不同深度均有水汽凝结。

五、含水层之间的补给

两个含水层之间存在水头差且有联系的通路，则水头较高的含水层便补给水头较低者（图5—7、5—8）。

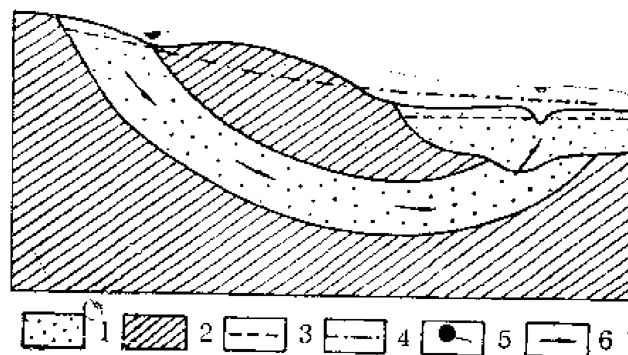


图5—7承压水补给潜水

1—含水层；2—隔水层；3—潜水位；4—承压水测压水位；5—下降泉；6—地下水流向

隔水层分布不稳定时，在其缺失部位的相邻的含水层便通过“天窗”发生水力联系（图5—9）。松散沉积物及基岩都有可能存在透水的“天窗”，但通常基岩中隔水层分布比较稳定，因此，切穿隔水层的导水断层往往成为基岩含水层之间的联系通路（图5—10）。穿越数个含水层的钻孔或止水不良的分层钻孔，都将人为地构成水由高水头含水层流入低

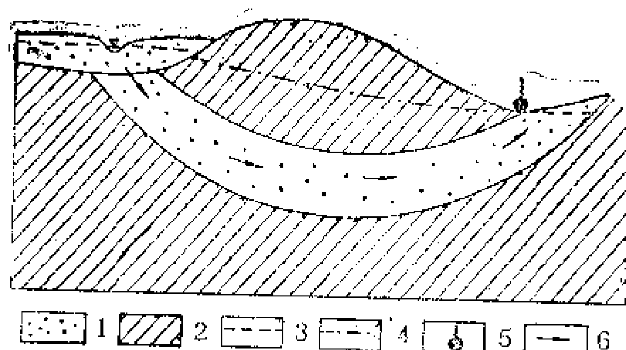


图5—8 潜水补给承压水

1—含水层；2—隔水层；3—潜水位；4—承压水测压水位；5—上升泉；6—地下水流向

水头含水层的通道（图5—11）。

含水层之间另一种联系方式是越流，松散沉积物含水层之间的粘性土层，并不完全隔水而具微弱透水性。具有一定水头差的相邻含水层，通过此类半隔水层发生的渗透，称为越流（图5—9）。根据达西定律可知，相邻含水层之间水头差愈大，半隔水层厚度（渗透途径）愈小而垂向渗透性愈好，单位面积上的越流量便愈大。尽管半隔水层的垂向渗透系数相当小，单位面积越流量通常不大，但是，由于越流是在隔水层分布的整个范围内发生的，过水断面非常大，因此，总的越流补给（排泄）量往往很可观。

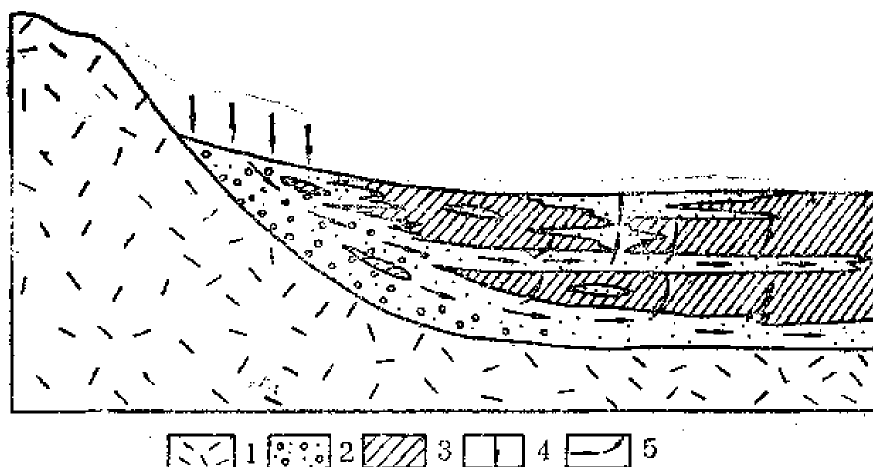


图5—9 松散沉积物中含水层通过"天窗"及越流发生水力联系

1—基岩；2—含水层；3—半隔水层（弱透水层）；4—降水补给；5—地下水流向

传统的水文地质学长期把隔水层的概念绝对化，把它看作是绝对不透水的，直到本世纪40年代，越流现象才开始被人们所认识，某些传统的水文地质概念也随之发生根本改变。尤其对于松散沉积物中水量与水质的形成，忽略越流便很难得出合理的解释。但是，人们往往囿于成见而对此缺乏足够的认识。

六、地下水的其它补给来源

建造水库，修建灌溉工程以及排放工业与生活废水等人类活动，都会使地下水获得新

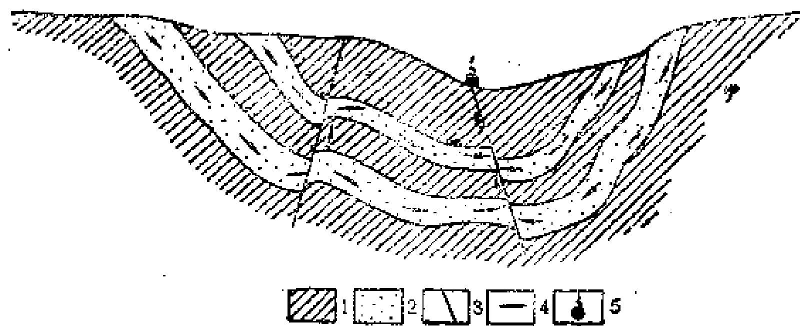


图5-10 含水层通过导水断层发生水力联系
1—隔水层；2—含水层；3—导水断层；4—地下水流向；5—泉

的补给。近些年来，为了补充地下水资源，广泛采用地面、河渠、坑池蓄水渗补及井孔灌注等方式，专门进行地下水人工补给。

利用地表水灌溉时，灌溉渠道及田面渗漏常使浅层地下水获得大量补给。渠道对地下水的补给与地表水补给相似，只是灌渠密度大，且有时采用半挖半填的地上渠形式，故渗漏量相当大。大型地表水灌溉系统输水损失将近50%，除蒸发与湿润包气带外，相当一部分水量补给了地下水。灌水的田面渗漏与大气降水补给的特点相近，但其对地下水补给的多少在很大程度上决定于灌水方式与灌水定额（每次每亩灌水若干立方米）。喷灌亩次用水不到20m³，灌溉水几乎全部保留于耕作层而不下渗补给地下水。在不平整的田面上进行淹灌，灌水定额最高可接近100m³，下渗补给地下水的有时可达20～30%。习惯上将渗漏补给地下水的那部分灌溉水称作灌溉回归水。

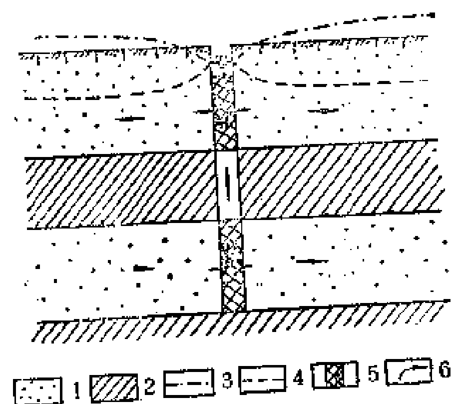


图5-11 含水层通过钻孔发生水力联系
1—含水层；2—隔水层；3—承压水测压水位；4—潜水位；5—滤水管；6—水流方向

七、补给对地下水水质的影响

地下水获得矿化度与化学类型不同的补给水，水质也因而发生变化。

干旱地区的潜水往往因长期蒸发浓缩而成为高矿化水。在那些经常获得低矿化水补给的地段，如河流沿岸，季节性集水洼地，灌渠两侧等，常可找到适于饮用的淡水透镜体。

高矿化水与污染水的补给，则使含水层水质恶化，这多半是在人为影响下发生的。例如工业废水与生活污水的不合理排放，降水淋滤废料与吸收废气后补给地下水等，过量抽汲滨海地区的或与咸水层有联系的淡水含水层，也可引起海水或咸水补给淡水层而引起水质恶化。

第二节　地下水的排泄

含水层失去水量的作用过程称作排泄。在排泄过程中，含水层的水质也发生相应变化。研究含水层的排泄，应包括排泄去路及方式、影响排泄的因素及排泄量。

地下水通过泉（点状排泄）、向河流泄流（线状排泄）及蒸发（面状排泄）等形式向外界排泄。此外，一个含水层中的水可向另一个含水层排泄。此时，对后者来说，即是从前者获得补给。用井孔抽汲地下水，或用钻孔、渠道排除地下水，均属地下水的人工排泄。

蒸发排泄耗失水量时，盐分仍留在地下水中。其它种类的排泄，盐分随同水分同时排走，属于径流排泄。过去曾经把蒸发排泄称作垂直排泄，而将其它种类的排泄称为水平排泄；这样划分并不恰当，因为含水层的越流排泄也是垂直进行的。

一、泉

泉是地下水的天然露头，在地形面与含水层或含水通道相交点地下水出露成泉。山区及丘陵的沟谷与坡脚，常可见泉。而在平原地区很少有。

根据补给泉的含水层的性质，可将泉分为上升泉及下降泉两大类。上升泉由承压含水层补给。下降泉由潜水或上层滞水补给。仅仅根据泉口的水是否冒涌来判断是上升泉或下降泉，那是不合适的，下降泉泉口的水流也可显示上升运动（图5—12d、e、f）；反之，通过松散覆盖物出露的上升泉，泉口附近的水流也可能呈下降运动。

根据出露原因，下降泉可分为侵蚀泉、接触泉与溢流泉。沟谷切割揭露潜水含水层时，形成侵蚀（下降）泉（图5—12a、b）。地形切割达到含水层隔水底板时，地下水被

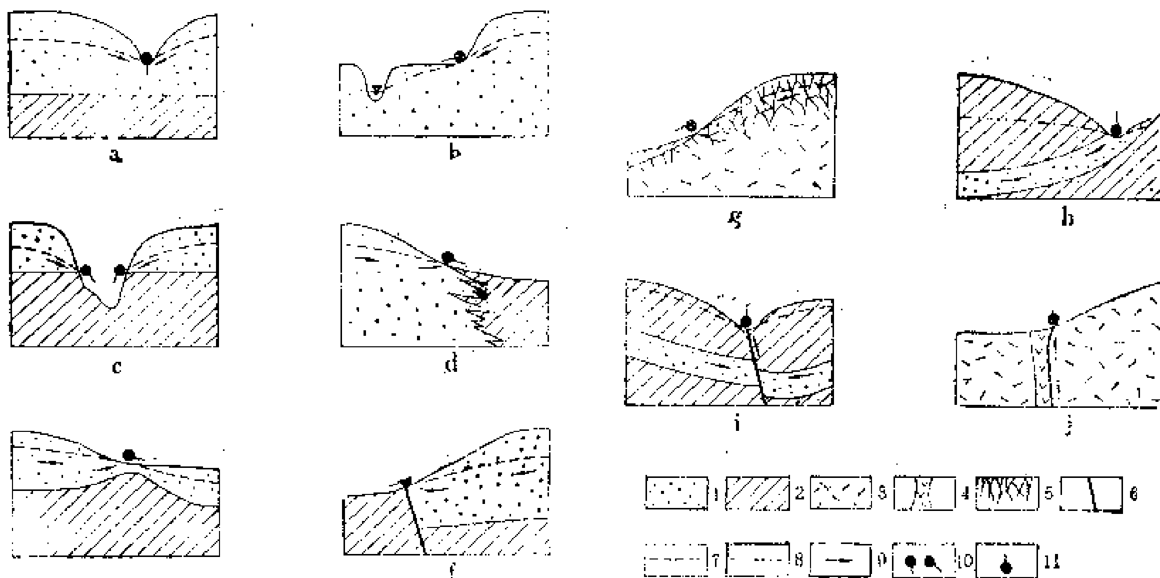


图5-12　泉的类型

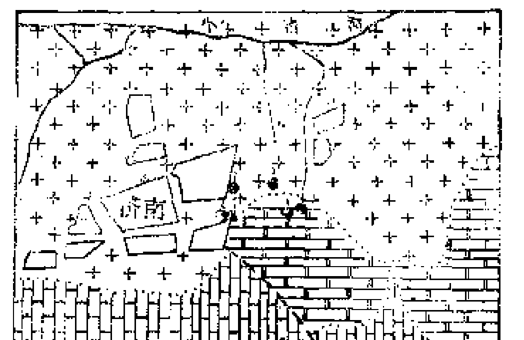
1—透水层；2—隔水层；3—坚硬基岩；4—岩脉；5—风化裂隙；6—断层；7—潜水位；8—测压水位；9—地下水流向；10—下降泉；11—上升泉

迫从两层接触处出露成泉，这便是接触泉（图5—12c）。大的滑坡体前缘常有泉出露。这是由于滑坡体破碎、透水性良好，而滑坡床相对隔水，实质上这也是一种接触泉。潜水流

前方透水性急剧变弱，或隔水底板隆起，潜水流动受阻而涌溢于地表成泉，这便是溢流泉（图5—12d、e、f、g）。

上升泉按其出露原因可分为侵蚀（上升）泉、断层泉及接触带泉。当河流、冲沟等切穿承压含水层的隔水顶板时，形成蚀侵（上升）泉（图5—12h）。地下水沿导水断层上升，在地面高程低于测压水位处涌溢地表，便成为断层泉（图5—12i）。岩脉或侵入体与围岩的接触带，常因冷凝收缩而产生隙缝，地下水沿此类接触带上升成泉，就叫作接触带泉（图5—12j）。

在地形、地质、水文地质条件十分巧妙地配合下，可出现成群的大泉。举世闻名的泉城——济南，在2.6km^2范围内出露106个泉，其总涌水量最大时达到5m^3/s。济南市以南为寒武奥陶系构成的单斜山区，地形与岩层均向济南市区倾落、市区北侧为闪长岩及辉长岩侵入体，奥陶纪灰岩呈舌状为闪长岩及辉长岩所包围（图5—13、5—14）。透水性良好的灰岩接受大范围降水的补给，丰富的地下水汇流于济南市的东南，受到岩浆岩组成的口袋状“地下堤坝”的阻挡，被迫出露，造成“家家泉水”的奇观。





5-13　济南泉水成因地质示意图

（据山东省水文地质队）

1—下奥陶纪白云质灰岩；2—中奥陶纪灰岩；3—闪长岩及辉长岩；4—基岩地质界线，5—断层；6—泉群

确定岩层含水性，是水文地质调查的一项基本任务。通过研究泉在地层中的出露情况及其涌水量，可以很好地说明问题，现以图5—15为例说明。

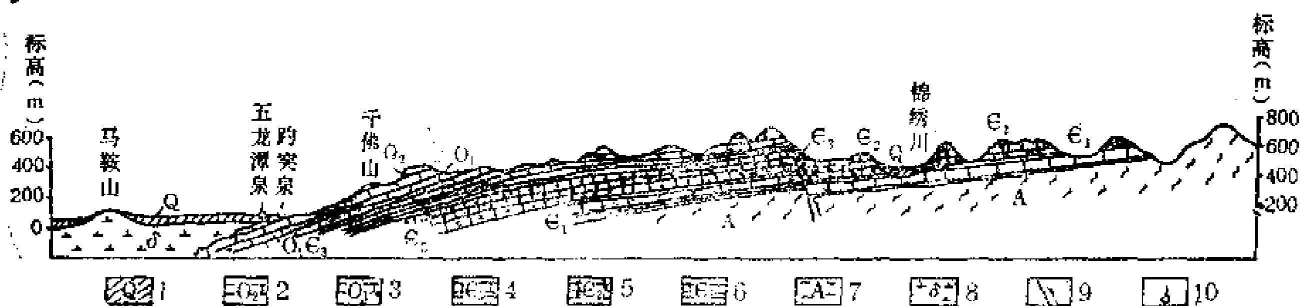




图5-14　济南泉水成因地质剖面图

（据山东省水文地质队）

1—第四系；2—中奥陶纪灰岩；3—下奥陶纪白云质灰岩；4—上寒武纪灰岩页岩；5—中寒武纪鲕状灰岩；6—下寒武纪灰岩、页岩；7—前震旦纪变质岩；8—闪长岩及辉长岩；9—断层；10—泉群

在发育构造裂隙与风化裂隙的古老片麻岩及燕山期花岗岩中，泉的数量多，而涌水量均小于1L/s，，说明这两者都是弱含水层（体）。下寒武统为厚层页岩夹薄层砂岩，只在带断层有个别小泉，结合岩性可判断本层为隔水层，仅断层带局部导水。中寒武统为鲕状灰岩，出露泉虽不多，但泉涌水量可达1—10L/s，说明是较好的含水层。上寒武统仅出现个别小泉，结合其岩性分析，基本上可看作隔水层·奥陶纪纯质厚层灰岩分布区，有几

个值得注意的现象：一是地表水系不发育；二是泉的数量不多而涌水量大；三是泉水多出露于本层与其它地层接触带。这说明奥陶纪灰岩是本区最好的含水层。从图上还可看出，断层的某些部位分布温泉，说明断层导水且延伸较深。图的右下角，在片麻岩与花岗岩接触带，有一个上升泉，表明接触带某些部分是张开的。

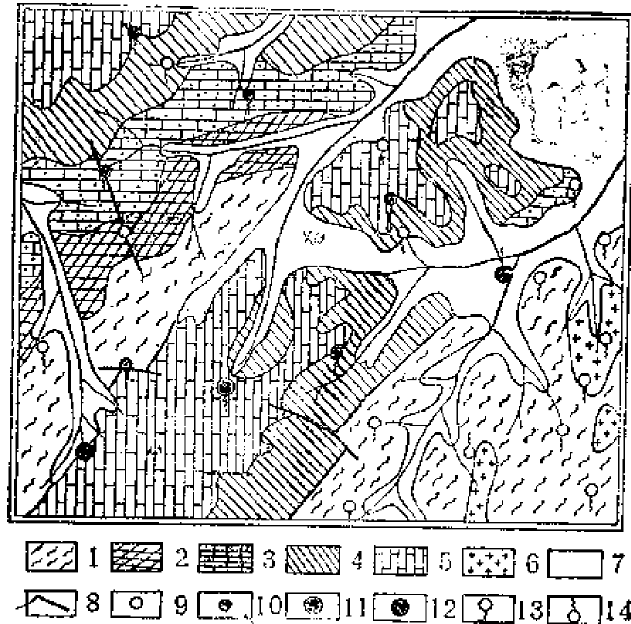


图5-15　地质图（附泉）

1—前震旦纪片麻岩、片岩；2—下寒武纪鲕状灰岩；4—上寒武纪薄层灰岩及页岩；5—奥陶纪厚层灰岩；6—燕山期花岗岩；7—第四纪松散沉积；8—断裂；9—涌水量<1L/s的泉；10—涌水量1～10L/s的泉；11—涌水量>10L/s的泉；12—温泉；13—下降泉；14—上升泉

二、泄　　流

地下水有时也集中排泄于河底、湖底或海底，这类水下泉与一般泉的区别是出露于水下而不在地面。

更多的情况下，地下水是分散排入地表水体的。当河流切割含水层时，地下水沿河呈线状排泄。此时，可通过分割河流流线过程线求地下水泄流量，在河流上选定断面，定期测定河水流量，得出河流流量过程线（图5—16）。常年有水的河流，枯水季节河水流量全由地下水泄流供给，汛期主要由流域内降水汇聚形成，同时也可能包含部分泄流水量。

最简单的分割方法如图5—17所示。在流量过程线上起涨点A（此时起涨水开始汇入河流）引水平线交于退水段的B点（此时降水汇入河流告终），AB连线，其下阴线部分即相当于地下水泄流补给河水的量，在水文学中此部分水量称作基流。用此种直线分割法得出的地下水排泄量不够真实，因为雨季河水位与地下水位均有变化，地下水排泄量不同于枯水季节。但当汛期不长而精度要求不高时，这种简便的分割法尚可满足要求。

潜水与河水有直接水力联系时（图5—18a），可用库捷林法分割流量过程线。雨季河水位先于地下水位抬高，故可近似地认为，从洪峰起涨点A开始，地下水排泄量等于零（图5—19），但在此时刻以前排入上游河网的地下水，需要经过一定时段才能全部流出测水断面。河网上游最远端到测水断面的距离，除以洪峰移动速度，即得此时段BF（图5—19），而ΔABF范围为起涨段地下水泄流量，在退水段上取拐点D，则从C时刻开始，

河水流量全部由地下水泄流所供给；在此以前，上游最远端河水已开始接受地下水补给，其量相当于ΔEDC范围。如此，分割得出阴影部分为地下水排泄量。

潜水与河水无直接水力联系时（图5—18a），可利用标准退水曲线法分割流量过程线。一次洪水过程的前段，流量随时间递增，为涨水段；后段流量随时间递减，为退水段。退水段中降雨停止后某一时刻起地下水位逐渐降低，泄流量也随之衰减。对于某一流域，纯粹由地下水泄流量衰减而构成的流量衰减曲线，即为其标准退水曲线，可用作图方法求得。选取同一测水断面上若干个流量过程线的退水段，采用同一纵横比例尺，横轴重合，左右移动，使各退水曲线尾部达到最大重合，作下包线，即得标准退水曲线（图5—20）。如图5—21，将标准退水曲线与所要分割的流量过程线重合，从A点沿标准退水曲线后延到C点，由B点前伸到D点。ACDB连线下的阴线部分，即为地下水向河流的排泄量。C、D两点分别对应于地下水位最低及最高的时刻，如在河边观测地下水位，则不难确定，无实测资料时可凭经验估计。

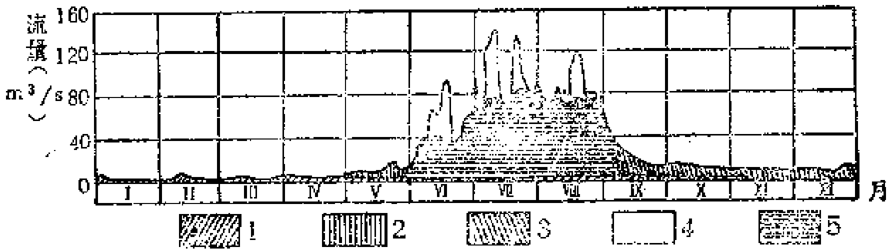


图5-16　玛纳斯河1955年日平均流量过程线补给类型分割图（据李涛等）

1—深层地下水补给；2—融雪水补给；3—浅层地下水补给；4—降雨补给；5—高山冰雪融水补给

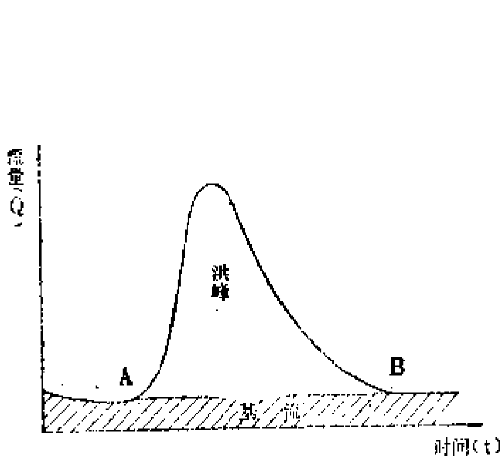


图5-17　流量过程线的直接分割法

（引自成都地质学院《地下水概论》，1977）

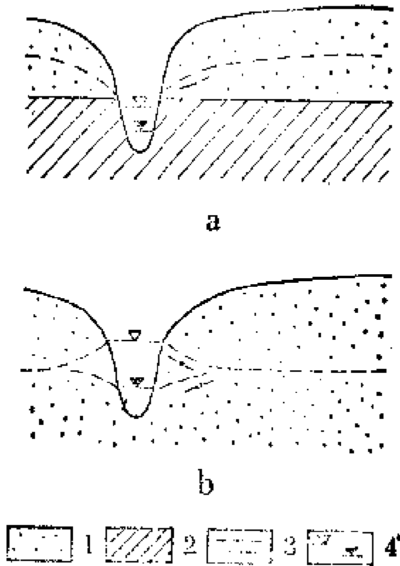


图5-18　潜水与河水的水力联系

（引自《Ground Water Studies》，1972）

a—有联系；b—无联系；1—含水层；

2—隔水层；3—潜水位及流向；4—高低河水位

由此可见，用直线分割法得出的地下水泄流量，在潜水与河水有直接水力联系时将偏

大；而在无直接水力联系情况下则将偏小。

三、蒸　　发

地下水的蒸发排泄包括土面蒸发及叶面蒸发两者。

1．**土面蒸发**：地下水沿毛细孔隙上升，在潜水面之上形成一个毛细水带。当潜水埋藏不深，毛细水带上缘离地面较近，大气相对湿度较低时，毛细弯液面上的水不断由液态转为气态，逸入大气。潜水则源源不断通过毛细作用上升补给，使蒸发不断进行。水分蒸发的结果，使盐分滞留浓集于毛细带的上缘。降雨时，部分盐分淋溶重新进入潜水。因此，强烈的蒸发排泄将使土壤及地下水不断盐化。

影响土面蒸发的主要因素是气候、潜水埋藏深度及包气带岩性。气候愈干燥，相对湿度愈小，土面蒸发便愈强烈。如我国西北地区的山间盆地，相对湿度经常小于50%，有的地方潜水矿化度可达100g/L以上；而相对湿度达80%以上的川西平原，虽然潜水埋藏很浅，但矿化度还不到0.5g/L。

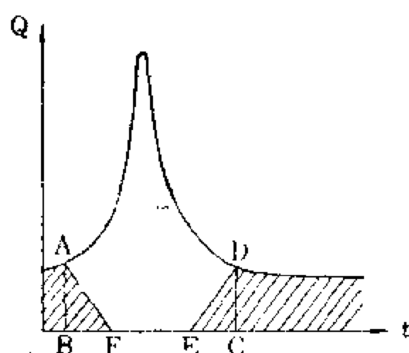


图5-19　用库捷林法分割地下水泄流量（引自成都地质学院《地下水概论》，1977）

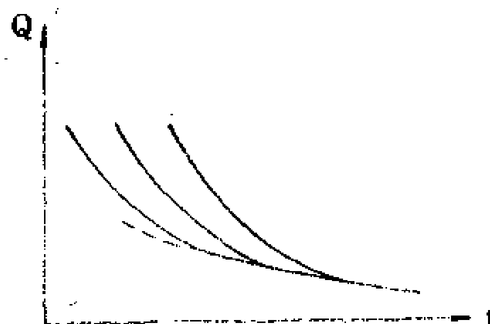


图5-20　作图法求标准退水曲线（引自成都地质学院《地下水概论》，1977）

潜水埋深愈浅，土面蒸发愈强烈。河北石家庄市用人为控制水位埋深的土面蒸发皿观测得出，该地区潜水埋深大于5m时，潜水蒸发即趋近于零（图5—22）。

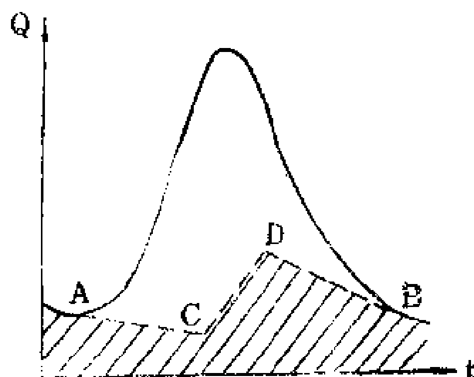


图5-21　利用标准退水曲线分割流量过程线（引自成都地质学院《地下水概论》，1977）

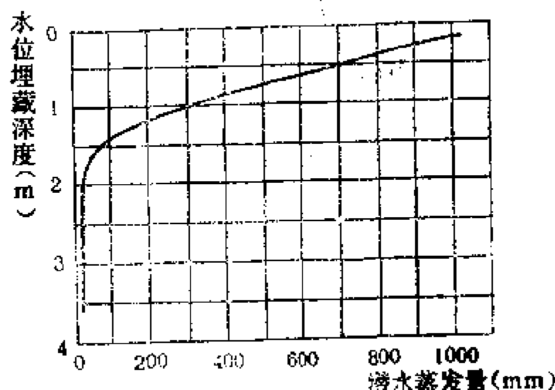


图5-22　潜水土面蒸发量与水位埋深关系曲线（河北石家庄，据河北省地质局水文地质观测站总）

包气带岩性主要通过其对毛细上升高度与速度的控制而影响潜水蒸发。粗粒的砂最大毛细上升高度小，亚粘土、粘土中毛细上升速度慢，都不利于土面蒸发；亚砂土、粉土等组成包气带时，由于最大毛细上升高度大，可产生较大的水力梯度，而其渗透系数又有一定数值，故土面蒸发最为强烈。

2．**叶面蒸发**：植物在生长过程中，经由根系吸收水分，并通过叶面蒸发逸失。叶面蒸发也称作蒸腾。

通过盆栽试验（把植株根部插在有水的皿器内，皿口盖住，以防水面蒸发，并观察由于叶面蒸发引起的水位降低），可以确定作物的蒸腾量。根据苏联及美国学者的试验，每生成单位重量小麦籽粒，需要消耗1200～1300倍的水量。植被繁茂的土壤全年的蒸发量约为裸露土壤的两倍，个别情况下甚至超过露天水面蒸发量。在苏联中亚细亚林区，整个生长期，林木的蒸腾量可达630～840mm，对德意志联邦共和国进行水均衡计算，发现蒸腾量竟占总蒸发量的75%，年平均达377.53mm。

叶面蒸发只消耗水分而不带走盐类。植物吸收水分时，也吸收一部分溶解盐类，但是，只有喜盐植物才能吸收较大量的盐分。

成年树木的耗水能力相当大，一棵15年的柳树每年可消耗90m³以上的水。苏联饥饿草原上的灌渠林带，排水影响范围可达200m，潜水位下降最多达1.6m（图5—23）。因此，可在渠边植树代替截渗沟，以消除由于地下水位上升而引起的土壤次生盐渍化。

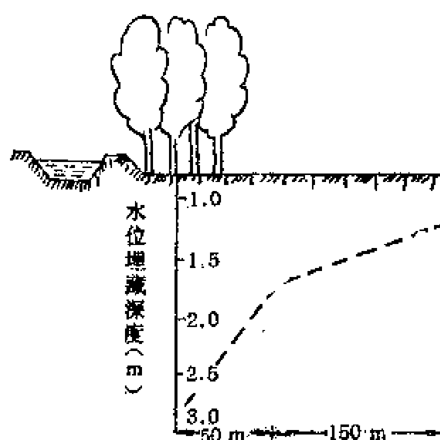


图5-23　苏联饥饿草原护田林对潜水位的影响
（据乌克兰林学院）

第三节　地下水的径流

地下水由补给处流向排泄处的作用过程称作径流。除了某些构造封闭的盆地外，地下水经常处于不断径流之中。径流是连结补给与排泄的中间环节，将地下水的水量与盐量由补给处传输到排泄处，从而影响含水层或含水系统水量与水质的时空分布。研究地下水径流包括径流方向、径流强度、径流条件及径流量等。

一、地下水径流方向与径流系统

地下水的排泄区总是分布于地形相对低下的地方，因此，从总体上说，地下水的径流受地形控制，由高处流向低处。

在很长一个时期中，一直把地下水的径流，尤其是潜水的径流看成平面流动，认为垂直方向的运动是可以忽略的。绘制潜水等水位线图或承压水等测压水位线图，实际上都是以地下水作平面流动这一假定为前提的。但是，在实际工作中，用平面流动分析水文地质现象，往往遇到一些无法解释的矛盾。

早在1940年，休伯特（M·K·Hubbert）用流网表示了河间地块潜水的流动模式（图5—24）。根据这一图式，地下分水岭处地下水垂直向下，而在河谷附近垂直向上运动，两者之间的地带，或多或少近乎水平流动。打井的情况证明，休伯特提出的流动模式是合乎实际的。

本世纪六十年代，加拿大的托特（J·Tóth）提出了均质各向同性潜水盆地的理论水流模式（图5—25）。他指出，即使对于地层均一的潜水盆地，由于地形控制地下水水头分布，可以形成规模不同的三个层次流动系统（径流系统）：由于局部地形高差产生的浅而小的局部流动系统；由区域地势控制的大规模区域流动系统；以及规模介乎两者之间的中间流动系统。

在此基础上，弗里兹（R·A·Freeze），维瑟斯庞（P·A·Witherspoon）等人提出层状非均质地层组成的地下水盆地的径流系统模式。

地下水径流模式新的概念的提出，给水文地质分析带来了新的活力。但是迄今为止，人们对此尚缺乏足够的认识，应用还不够广泛。

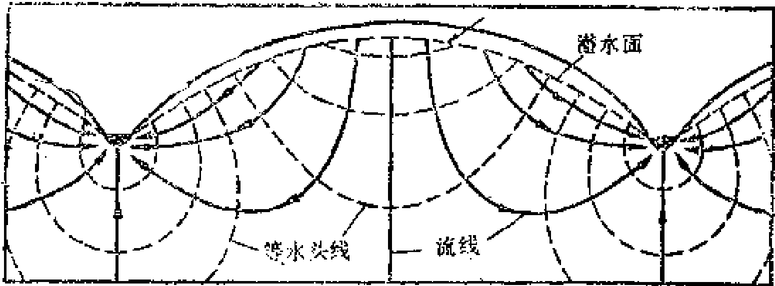


图5-24　河间地块地下水流动模式
（据M.K.Hubbert，1940）

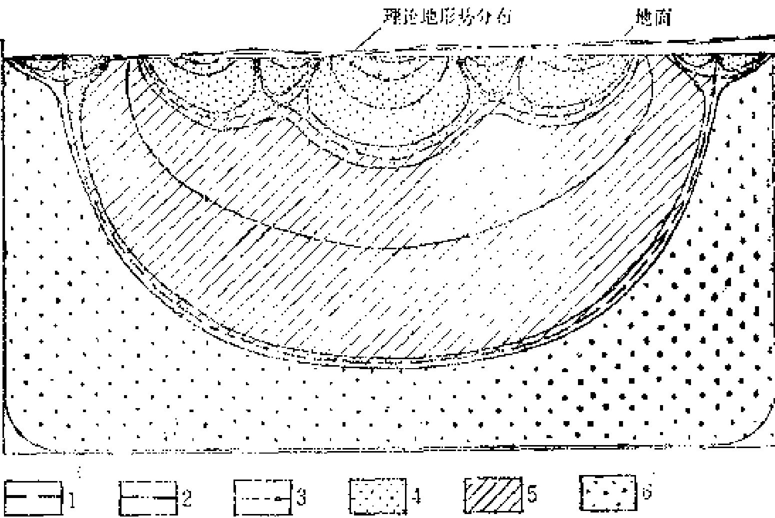


图5-25　均质各向同性潜水盆地理论水流模式　（据J.Tóth，1963）
1—各级水流系统边界；2—同级水流系统边界；3—流线；4—局部地下水流动系统；5—中间地下水流动系统；6—区域地下水流动系统

实际上，地下水径流是相当复杂的，以我国华北平原为例，在总的地势控制下，由山前向滨海地下水作纵向流动；同时，山前下降的地下水流在平原中某些部位上升；在局部

地形的控制下，浅层地下水由地上河及地上河古河道下降，越流补给深层水，而在河间洼地则由深部向浅部作上升越流运动。这种径流模式可从水质变化上得到证明（图5—26）。

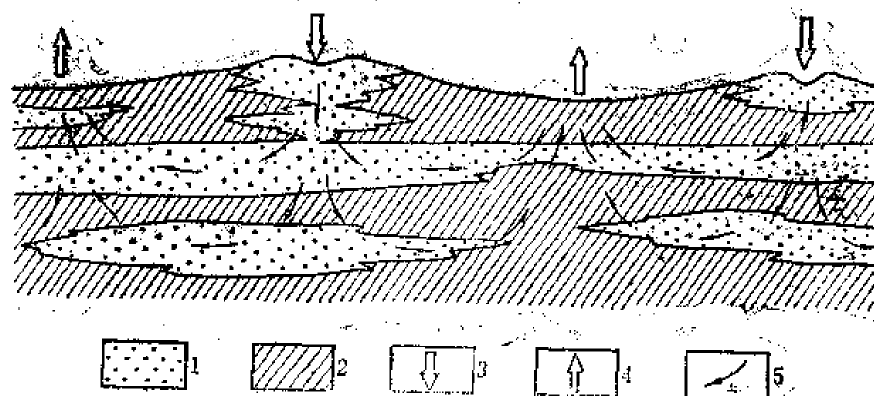


图5—26 冲积平原地下水径流模式
1—砂层；2—粘性土层；3—入渗；4—蒸发；5—地下水流向

在大规模开采与排除地下水等人类活动影响下，含水系统的水头重新分布，径流方向随之改变，形成新的径流系统，原先的补给区与排泄区甚至也会相互易位。

地下水径流系统（地下水流动系统）实质上是以流面为边界的具有统一补给、径流与排泄的地下水单元。另一种地下水单元是地下水含水系统，它是具有隔水或相对隔水边界的沉积单元或构造单元，其中包含的地下水具有不同程度的水力联系。上述两者的区别在于，前者具有的是可变动的水力零通量边界，而后者的零通量边界是固定的地质边界。一个大的含水系统可能包含若干个地下径流系统，在人类活动影响下，径流系统的数目、方向都可能发生变化，但不能越出含水系统的边界。

二、地下水径流强度与水质

地下水的径流强度可用单位时间通过单位断面的流量来表征，即以渗透流速表征。因此，径流强度与含水层的透水性、补给区到排泄区间的水头差成正比，而与流动距离成反比。

对于潜水来说，含水层透水性愈好，地形切割愈强烈且相对高差愈大，补给愈丰富，则地下径流愈发育。湿润山区的潜水为典型的渗入-径流型循环，入渗补给的水，在径流过程中溶滤岩土，最终水盐共同在排泄区排出。长期循环，使整个含水层的水不断趋于淡化。浅部，侵蚀基准面以上径流最为强烈，水的矿化度很低；向深部，随着循环途径增长，径流变弱，矿化度增大（图5—27）。

乾旱地区细土堆积平原的潜水，为典型的渗入-蒸发型循环。水分及盐分输送到排泄区后，水分蒸发耗失，盐分就地积聚。长期循环的结果，使补给区的水土淡化离盐，排泄区的地下水盐化，土壤发生盐渍化（图5—28）

承压水均属于渗入-径流型循环。对于基岩地区的承压水来说，赋存水的地质构造规模愈小，后期的构造与侵蚀破坏愈强烈，补给愈丰富，含水层透水性愈好，则径流愈强烈，水的矿化度愈低（图5—29）。

断块构造盆地中的承压含水层，其径流条件在很大程度上取决于断层的导水性。当断

层带导水良好时，构成排泄通路，地下水由含水层出露地表部分的补给区，流向断层带排泄区（图5—30B）。断层带阻水时，排泄区位于含水层出露的地形最低点，与补给区相邻，承压区则在另一侧。地下水沿含水层底侧向下流动，到一定深度后，再反向而上（图5—30A）。此时，浅部径流强度大，向深部变弱，水的矿化度相应向深处变高。

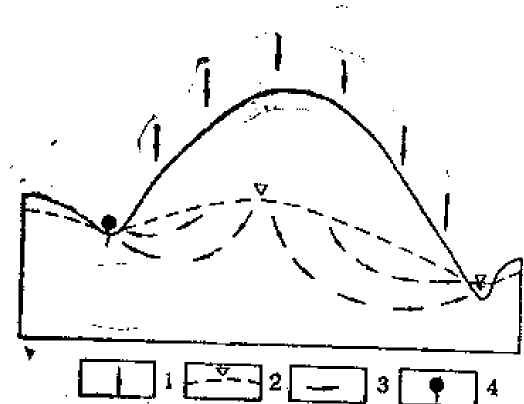


图5—27　渗入－径流型的山区潜水

1—降水补给；2—潜水位；3—地下径流方向；4—泉

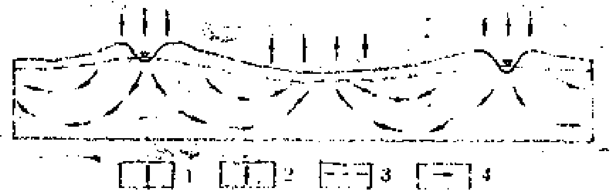
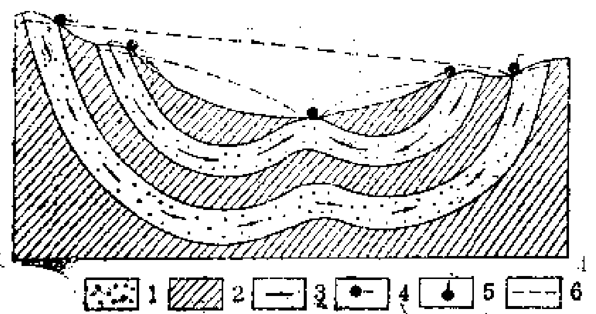


图5—28　渗入－蒸发型的平原潜水

1—主要入渗补给区；2—主需蒸发排泄区；3—潜水位；4—地下径流方向



图—29　构造开启程度对承压水径流强度的影响

1—含水层；2—隔水层；3—地下水流向，箭头大小表示径流强弱；4—下降泉；5—上升泉；6—测压水位

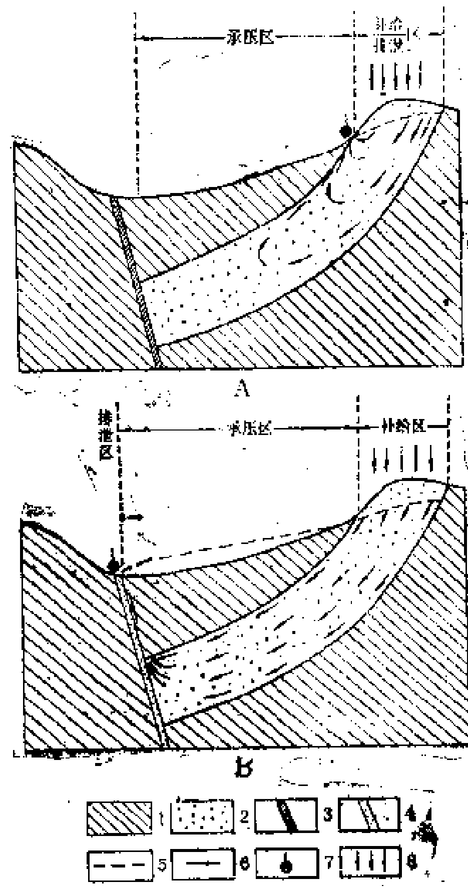


图5—30　断块构造盆地中承压含水层的径流模式

1—隔水层；2—含水层；3—阻水断裂；4—导水断裂；5—地下水位；6—地下水流向；7—泉；8—大气降水补给

三、地下径流模数

地下径流模数(M_e)表示一平方公里含水层分布面积上地下水径流量。年平均地下径流模数可用下式求算：

$$M_e = \frac{Q \times 10^3}{F \times 365 \times 86400} \ (L/s \cdot km^2)$$

式中：F—含水层分布面积（km^2）；Q—地下水流量（m^3/a）。

地下径流模数也称作地下径流率，它说明一个地区以地下径流形式存在的地下水量的大小。

第六章　地下水的动态与均衡

第一节　地下水动态与均衡的概念

在有关因素影响下，地下水的水位、水量、水化学成分、水温等随时间的变化状况，称作地下水动态。

地下水要素随时间变动，是收支不平衡的结果。例如，当含水层的补给水量大于排泄水量时，储存水量增加，地下水位上升；反之，补给量小于排泄量时，储存水量减少，水位下降。同样，盐量或热量收支不平衡，将使其水质或水温发生变化。

某一时间段内某一地段地下水水量（盐量、热量）的收支状况称作地下水均衡。

地下水不断与外界发生水量、盐量与热量的交换，时刻处于变动之中，为了有效利用它或防治其危害，必须掌握地下水随时间的变化状况，预测其变化趋势。通过地下水动态与均衡的研究，还可以帮助我们查清地下水的补给与排泄，阐明其资源条件，确定含水层之间及含水层与地表水体之间的水力联系。

地下水动态提供某一含水层或某一含水系统的系列化信息，因此，在验证所作出的水文地质结论或所采取的水文地质措施是否正确时，它是最权威的判据。

尽管地下水动态与均衡的研究十分重要，但是，迄今为止的研究，大多注重于水位动态与水量均衡。完善与发展地下水动态及均衡的理论与研究方法，是水文地质工作者面临的一个迫切任务。

第二节　地下水动态

一、影响地下水动态的天然因素

1．气候因素

气候因素对潜水动态影响最为普遍。降水的数量及历时分布，影响潜水的补给状况、气温、湿度、风速等，影响着潜水的蒸发排泄。

在分析气象因素对潜水位的影响时，必须注意区分潜水位的真变化和伪变化。潜水位变动伴随以含水层储存水量相应的增减，这种水位变化是真变化。含水层储存水量不变而水位变动，这种水位变动便是伪变化。伪变化可以由于气压变化等原因引起*。例如，气压迅速降低时，处于包气带之下的潜水面尚未感受这一变化，而井孔中的水面却立即感受减压影响，引起水位上升。

在气象（气候）要素的周期性变化影响下，潜水动态发生昼夜变化、季节变化及多年变化。最有实际意义的是潜水的季节变化，我国东部季风气候区，雨季大体上出现于春夏之交。此时降水集中，为一年中主要补给期。气温虽高但相对湿度大，蒸发并不强烈，故潜水位抬高。雨季过后，补给基本结束，潜水通过径流及蒸发排泄，水位逐渐下降。翌年

* 深层承压水同样存在並不反映含水层储存水量变化的水位变化，引起此类水位变化的原因是多方面的，如地震、固体潮、外部加载等，见参考文献〔32〕、〔33〕、〔34〕

春季，气温回升，蒸发加强，径流排泄继续进行，潜水位降到最低位置。因此全年潜水位出现一个峰值和一个谷值（图6—1）。

气候还存在着多年的周期性波动。例如，周期为11年的太阳黑子量变化，影响丰水期与干旱期的交替出现，从而使地下水位呈现同一周期变化（图6—2）。对于重大的长期性地下水供排水工程设施，应当考虑地下水位及水量的多年变化。供水应注意多年水位最低时期水量能否满足要求。排水要考虑多年最高水位时的排水量。缺乏地下水多年观测资料时，可利用多年的气象、水文资料，或根据树木年轮、历史资料及考古资料，推测地下水多年动态变化。

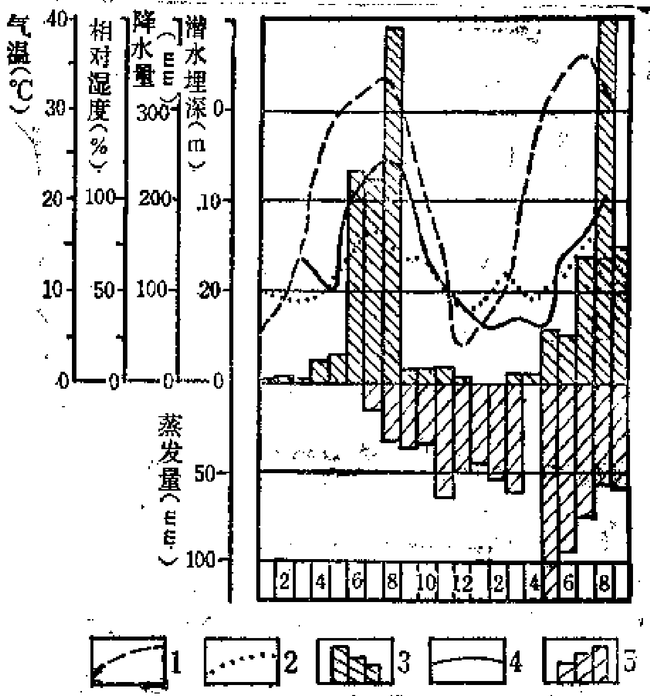


图6-1 潜水动态曲线

（1954—1955年，北京）

1—气温；2—相对湿度；3—降水量；4—潜水位；5—蒸发量

2．水文因素

地表水体补给地下水而引起地下水位抬升时，随着远离河流，水位变化幅度愈小，开始变化的时间愈滞后。河水对地下水动态的影响一般为数百米至数公里，此范围以外，主要受气候因素的影响（图6—3）。

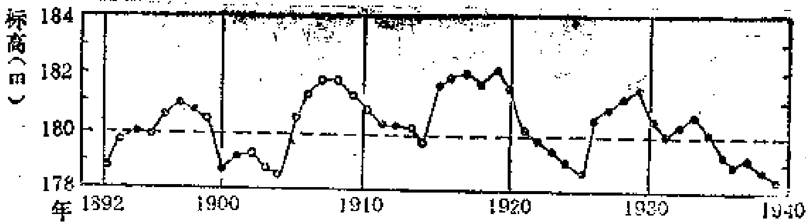


图6-2 苏联卡明草原地下水位变化曲线

（根据每年9月1日平水位资料绘成；实点为实测水位，空心点为水位的可能位置；据M.E.阿利托夫斯基等）

河流排泄潜水时，愈是接近河流潜水位变幅愈小；远离河流的分水岭地段潜水位变幅最大。

3．地质因素

气候与水文因素作为地下水的补给来源或排泄去路，决定着地下水动态的基本模式（如地下水位峰谷值的分布），属于活跃的变动因素。地质因素通常变化极其缓慢，可看作稳定不变的因素。它通过影响补给、排泄的强度及径流条件，而改变地下水要素的变化幅度与变化滞后时间。

承压含水层的隔水顶板限制了它与外界的联系，它主要通过补给区与大气圈及地表水

圈发生联系，因此动态变化比潜水小。补给区（这里实际上分布着潜水）的地下水位变化比较明显，随着远离补给区，变化渐弱，以至消失。承压含水层的规模愈大，埋藏愈深，构造封闭性愈好，水交替愈热，动态变化就愈不明显。

潜水储存量的变化是以$\mu\Delta h$（给水度μ与水位变幅Δh的乘积）表示的。水位上升时，Δh为正值，$\mu\Delta h$代表储存量的增量。下降时，$\mu\Delta h$代表储存量的减量。储存量的增（减）量相同时，给水度愈大，则水位变幅愈小。在同一地方，在细颗粒土中雨季水位抬升往往高于粗颗粒土，原因即在此。

潜水埋深愈大，潜水位抬升滞后于降雨的时间便愈长，水位历时曲线呈现较宽缓的峰。潜水埋深小，则潜水位变化滞后于降雨的时间短。

河水引起潜水位变动时，含水层的给水度愈小，透水性愈好，厚度愈大，则波及愈远。承压含水层补给区水位变化向承压含水层内部传递，也服从这一规律。

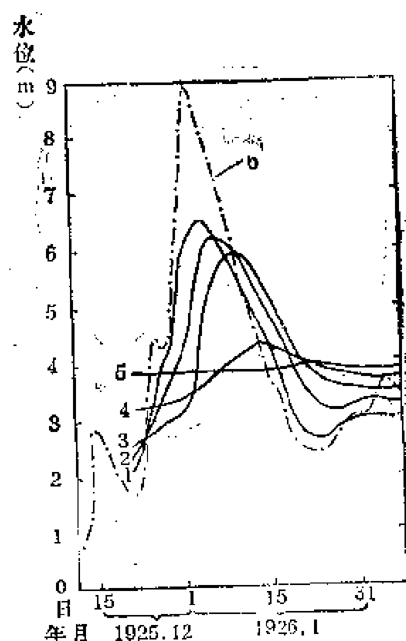


图6-3 莱茵河洪水对潜水的影响（转引自Г.Н.卡明斯基）1、2、3、4、5—观测井潜水位，数字大的距河远；6—莱茵河水位

地震前地应力的变化，会引起地下水位迅速而强烈地发生异常变动。同时，震前地下水化学成分也会改变。因此，与其它方法相配合，监测地下水动态可以作为预报地震的一种重要手段。

二、地下水天然动态类型

潜水与承压水由于排泄方式及水交替程度不同，动态特征也不相同。

潜水及松散沉积物中的浅部承压水，可分为三种主要动态类型：蒸发型、径流型及弱径流型。

蒸发型动态出现于干旱半干旱地区地形切割微弱的平原或盆地。此类地区地下水径流微弱，以蒸发排泄为主。雨季接受入渗补给，潜水位普遍以不大的幅度（通常为1～3m）抬升，水质相应淡化。随着埋深变浅，旱季蒸发排泄加强，水位逐渐下降，水质逐步盐化。降到一定埋深后，蒸发微弱，水位趋于稳定。此类动态的特点是：年水位变幅小，各处变幅接近，水质季节变化明显，长期中地下水不断向盐化方向发展，并使土壤盐渍化。

径流型动态广泛分布于山区及山前。地形高差大，水位埋藏深，蒸发排泄可以忽略，以径流排泄为主。雨季接受入渗补给后，各处水位抬升幅度不等，接近排泄区的低地。水位上升幅度小，远离排泄点的高处，水位上升幅度大；因此，水力梯度增大，径流排泄加强。补给停止后，径流排泄使各处水位逐渐趋平。此类动态的特点是：年水位变幅大而不均（由分水岭到排泄区，年水位变幅由大到小），水质季节变化不明显，长期中则不断趋于淡化。

分水岭到排泄区年水位变幅由大而小的原因，从图5—24可以看得很清楚：排泄区附近径流途径短，水力梯度大，雨季随补给随排泄，水位抬高不多；分水岭地区径流途径长，水力梯度小，雨季接受补给而排泄很少增加，水位抬高便很显著。

气候湿润的平原与盆地中的地下水动态，可以归为弱径流型。这种地区地形切割微弱，潜水埋藏深度小，但气候湿润，蒸发排泄有限，故仍以径流排泄为主，但径流微弱。此类动态的特征是：年水位变幅小，各处变幅接近，水质季节变化不明显，长期中向淡化方向发展。

承压水均属径流型，动态变化的程度取决于构造封闭条件。构造开启程度愈好，水交替愈强烈，动态变化愈强烈，水质的淡化趋势愈明显。

三、人类活动影响下的地下水动态

人类活动通过增加新的补给来源或新的排泄去路而改变地下水的天然动态。

在天然条件下，由于气候因素在多年中趋于某一平均状态，因此，一个含水层或含水系统的补给量与排泄量在多年中保持平衡。反映地下水储量的地下水位在某一范围内起伏，而不会持续地上升或下降。地下水的水质则在多年中向某一方向（盐化或者淡化）发展。

钻孔采水，矿坑或渠道排除地下水后，人工采排成为地下水新的排泄去路；含水层或含水系统原来的均衡遭到破坏，天然排泄量的一部或全部转为人工排泄量，天然排泄不再存在，或数量减少（泉流量、泄流量减少，蒸发减弱），并可能增加新的补给量（含水层由向河流排泄变成接受河流补给；原先潜水埋深过浅降水入渗受限制的地段，因水位埋深加大而增加降水入渗补给量）。

如果采排地下水一段时间后，新增的补给量及减少的天然排泄量与人工排泄量相等，含水层水量收支达到新的平衡。在动态曲线上表现为：地下水位在比原先低的位置上，以比原先大的年变幅波动，而不持续下降。

河北饶阳县五公地区，开采第四系含水层中的潜水及浅层承压水作为灌溉水源。每年3～5（6）月采水灌溉，水位降到最低点。6（7）月雨季开始，采水停止，降水入渗及周围地下水径流补给，使水位迅速上升。雨季结束后，周围的径流流入填充开采漏斗，水位继续缓慢上升。翌年采水前期，水位达到最高点。这一动态变化显示了天然因素和人为因素的综合影响（图6—5）。由1973年至1977年，始末高水位期水位相近，此期间降水量接近多年平均值。由此说明，保持此五年的平均采水量，地下水收支可以平衡。

采排水量过大，天然排泄量的减量与补给量的增量的总和，不足以偿补人工排泄量时，则将不断消耗含水层储存水量，导致地下水位持续下降（图6—4）。

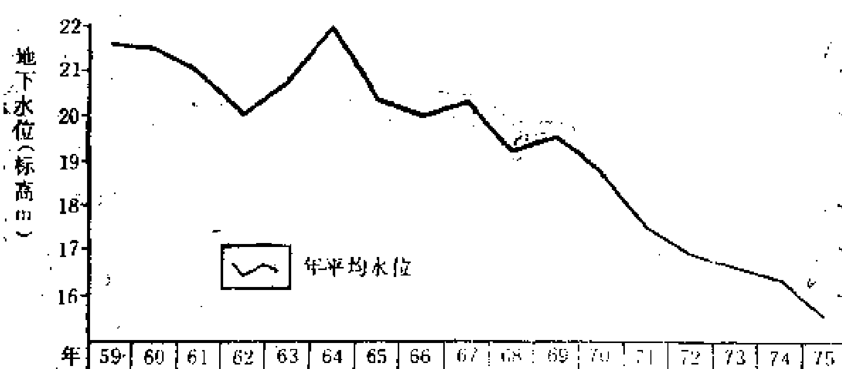


图6-4　河北保定西部地下水位变化曲线

（据河北省地矿局水文地质四大队）

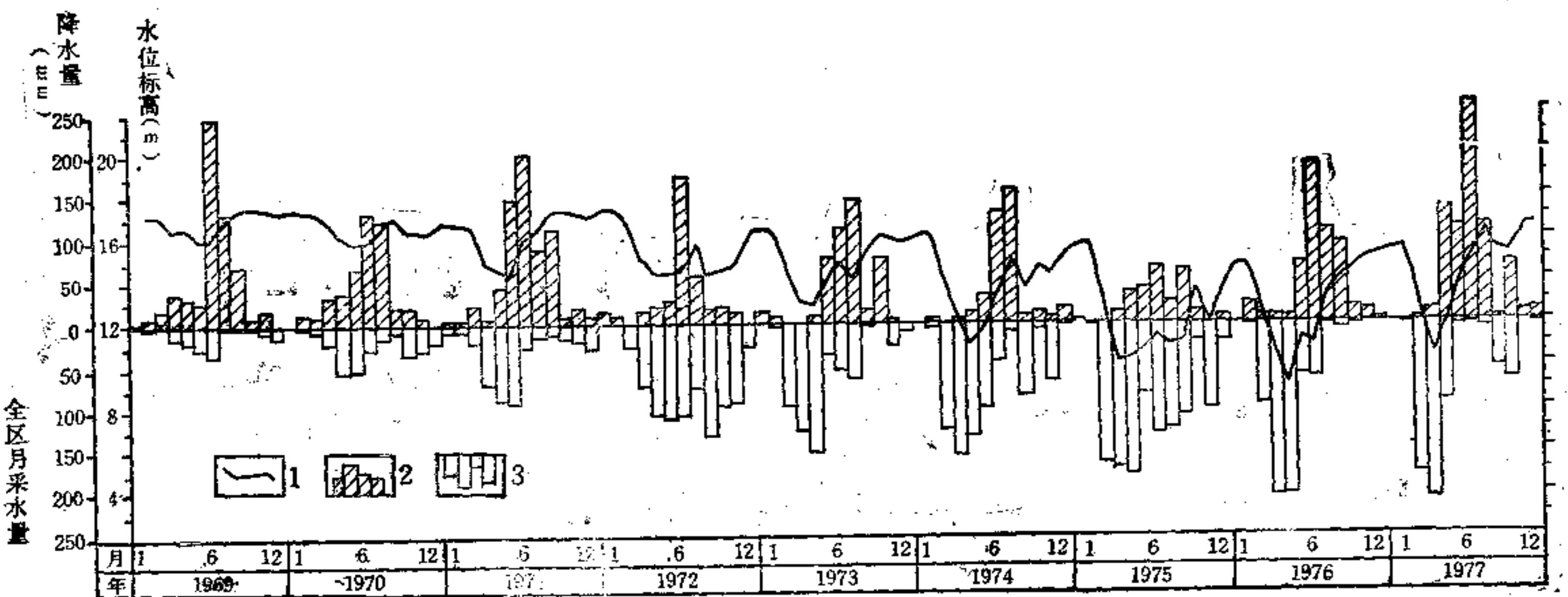


图6-5 河北饶阳五公地区地下水位变化曲线

（据河北省第九地质大队）

1—地下水位；2—降水量； 3—采水量

修建水库，利用地表水灌溉等，增加了新的补给来源而使地下水位抬升。河北冀县新庄，1974年初潜水位埋深大于4m，由于灌溉，旱季水位反而上升，到1977年雨季，潜水位已接近地表了（图6—6）。

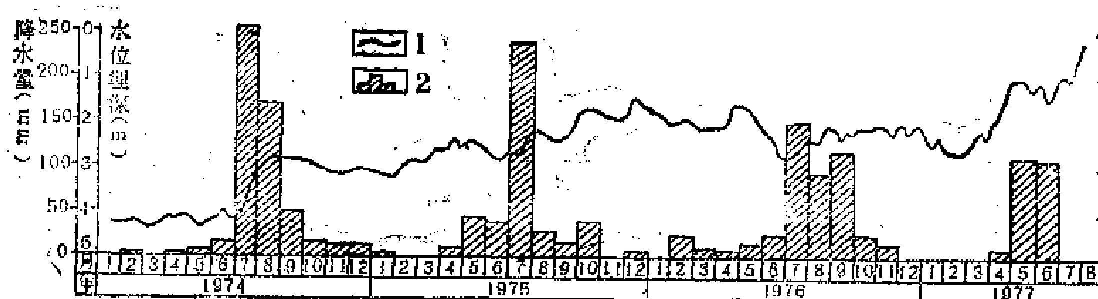


图6-6 河北冀县新庄潜水位变化曲线

1—潜水位；2—月降水量

干旱半干旱平原或盆地，地下水天然动态多属蒸发型，灌溉水入渗抬高地下水位，蒸发进一步加强，促使土壤进一步盐渍化。有时，即使原来潜水埋深较大，属径流型动态，连年灌溉后，也可转为蒸发型动态，造成大面积土壤次生盐渍化（图6—7）。

即使气候湿润的平原或盆地，由于地表水灌溉过多抬高地下水位，耕层土壤过湿，会引起土壤次生沼泽化。

地表水灌溉导致地下水动态发生不良变化的地区，可以采用减少灌水入渗（控制灌溉定额，衬砌渠道）或人为加强径流排泄（渠道排水，浅井开发潜水）的办法，使其动态由蒸发型转变为（人工）径流型。

第三节　地下水均衡

一、均衡区与均衡期

一个地区的水均衡研究，实质就是应用质量守恒定律去分析参与水循环的各要素的数量关系。

地下水均衡是以地下水为对象的均衡研究。目的在于阐明某个地区在某一段时间内，地下水水量（盐量、热量）收入与支出之间的数量关系。进行均衡计算所选定的地区称作均衡区。它最好是一个具有隔水边界的完整水文地质单元，进行均衡计算的时间段，称作均衡期，可以是若干年，一年，也可以是一个月。某一均衡区，在一定均衡期内，地下水水量（或盐量、热量）的收入大于支出，表现为地下水储存量(或盐储量、热储量)增加，称作正均衡；反之，支出大于收入，地下水储存量（或盐储量、热储量）减少，称作负均衡。

对于一个地区来说，天然条件下气候经常以平均状态为准发生波动。多年中，从统计的角度讲，气候趋近平均状态，地下水也保持其总的收支平衡。在较短的时期内，气候发生波动，地下水也经常处于不均衡状态，从而表现为地下水的水量与水质随时间发生有规律的变化，即地下水动态。由此可见，均衡是地下水动态变化的内在原因，动态则是地下水均衡的外部表现。

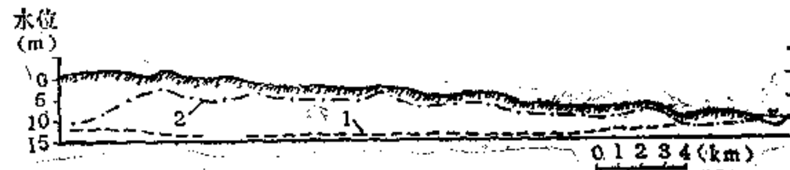


图6-7 灌溉对中亚饥饿草原潜水位的影响

(据M.M.克雷洛夫)1—灌溉前(1908—1911年)潜水位；2—灌溉后(1934—1935年)潜水位

进行均衡研究必须分析均衡的收入项与支出项，列出均衡方程式。通过测定或估算列入均衡方程式的各项，以求算某些未知项。

地下水均衡的研究还不够成熟，目前多限于水量均衡的研究，而且主要涉及潜水水量均衡。

二、水均衡方程式

陆地上某一地区天然状态下总的水均衡，其收入项（A）一般包括：大气降水量(X)、地表水流入量（Y_1）、地下水流入量（W_1）、水汽凝结量（Z_1）。支出项(B)一般为：地表水流出量（Y_2）、地下水流出量（W_2）、蒸发量（Z_2）。均衡期水的储存量变化为$\Delta\omega$，则水均衡方程式为：

$$A-B=\Delta\omega，即：$$

$$(X+Y_1+W_1+Z_1)-(Y_2+W_2+Z_2)=\Delta\omega，或$$

$$X-(Y_2-Y_1)-(W_2-W_1)-(Z_2-Z_1)=\Delta\omega$$

水储量变化$\Delta\omega$中包括：地表水变化量（V），包气带水变化量（m)，潜水变化量（$\mu\Delta h$）及承压水变化量（$\mu_e\Delta h_c$）；此中，μ为潜水含水层的给水度或饱和差，Δh为均衡期潜水位变化值（上升用正号，下降用负号）；μ_e为承压含水层的弹性给水度，Δh_c为承压水测压水位变化值。据此，水均衡方程式可写成：

$$X-(Y_2-Y_1)-(W_2-W_1)-(Z_2-Z_1)=V+m+\mu\Delta h+\mu_e\Delta h_c$$

为计算方便，列入均衡式各项均以均衡期发生水量平铺于均衡区面积所得水柱高度表示，常用mm为单位。

三、潜水均衡方程式

潜水的收入项包(A)括：降水入渗补给量(X_f)，地表水入渗补给量(Y_f)，凝结水补给量（Z_c），上游断面潜水流入量（W_{u1}），下伏承压含水层越流补给潜水水量（Q_t，如潜水向承压水越流排泄则列入支出项）。支出项（B）包括：潜水蒸发量（Z_u，包括土面蒸发及叶面蒸发），潜水以泉或泄流形式排泄量(Q_d)，下游断面潜水流出量（W_{u2}）。均衡期始末潜水储存量变化为$\mu\Delta h$（图6—8）。则：

$$A-B=\mu\Delta h$$

$$\mu\Delta h=(X_f+Y_f+Zc+W_{u1}+Q_t)-(Z_u+Q_d+W_{u2})$$

此为潜水均衡方程式的一般形式。一定条件下，某些均衡项可取消。例如，通常凝结水补给很少，Z_c可忽略不计；地下径流微弱的平原区，可认为W_{u1}、W_{u2}趋近于零；无越流的情况下，Q_t不存在；地形切割微弱，径流排泄不发育，Q_d可从方程中排除；去除

以上各项后，方程式简化为：

$$\mu\Delta h = X_f + Y_f - Z_u$$

多年均衡条件下，$\mu\Delta h = 0$，则得：

$$X_f + Y_f = Z_u$$

此即典型的干旱半干旱平原潜水均衡方程式。此式表示渗入补给潜水的水量全部消耗于蒸发。

典型的湿润山区潜水均衡方程式为：

$$X_f + Y_f = Q_d$$

即入渗补给的水量全部以径流形式排泄。

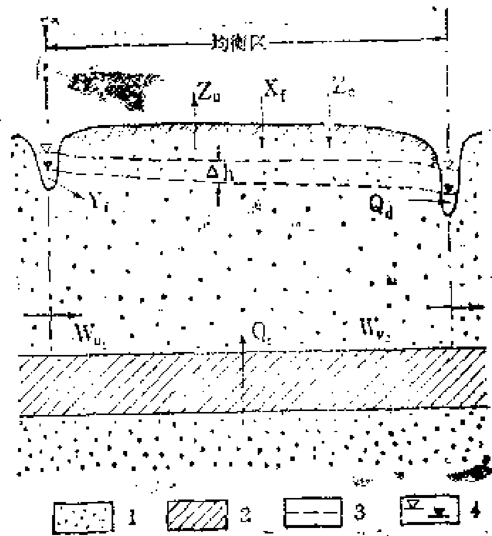


图6-8 潜水均衡示意图

1—含水层；2—半隔水层；3—潜水位；4—高、低地表水位

四、人类活动影响下的地下水均衡

研究人类活动影响下的地下水均衡，可以帮助我们定量评价人类活动对地下水动态的影响，预测其水量水质变化趋势，并据此提出调控地下水动态使之朝向对人类有利的方向发展的措施。

为了防治土壤次生盐渍化，克雷洛夫（м.м.крылов）对苏联中亚某灌区进行了潜水均衡研究，得出该区潜水均衡方程式为：

$$\mu\Delta h = X_f + f_1 + f_2 + Q_t - Z_u - Q_r$$

式中：f_1、f_2—分别为灌渠水及田面灌水入渗补给潜水的水量；

Q_t—下伏承压含水层越流补给潜水的水量；

Q_r—通过排水沟排走的潜水水量；

其余符号意义同前。

以一个水文年为均衡期，经观测计算，求得均衡方程式各项数值（单位为mm水柱）为：

$$31.0 = 22.7 + 255.5 + 77.0 + 9.2 + 313.4 - 20.0$$

据此得出以下结论：

（1） 潜水表现为正均衡，一年中潜水位上升620mm，增加潜水储存量31mm（$\mu = 0.05$）。长此以往，潜水蒸发量将不断增加，会产生土壤盐渍化。

（2） 破坏原有地下水均衡，导致潜水位抬升的主要因素是灌溉水入渗，其中灌渠水入渗量占水量总收入的70%，田面入渗水量占21%。

（3）现有排水设施的排水能力（年排水量为20mm）太低，不能有效地防止潜水位抬升。

（4） 为防止土壤次生盐渍化，必须采取以下措施：或减少灌水入渗（衬砌渠道、控制灌水量），或加大排水能力，或两者兼施，以消除每年31mm的潜水储存量增加值。

五、大区域地下水均衡研究需要注意的问题

供水角度发出，可供长期开采利用的水量，便是含水系统从外界获得的多年平均年补给量。对于大的含水系统，除了统一求算补给量外，有时往往还需要分别求算含水系统各部分的补给量。此时应注意避免上、下游之间，潜水、承压水之间，以及地表水与地下水之间水量的重复计算。

图6—9表示了一个堆积平原含水系统，它可区分为包含潜水的山前冲洪积平原及包含潜水及承压水的冲积湖积平原两大部分。天然条件下多年中水量均衡，地下水储存量的变化值为零。各部分的水量均衡方程式如下（等号左侧为收入项，等号右侧为支出项）

山前平原潜水：

$$X_{f1}+Y_{f1}+W_1=Z_{u1}+Q_t+W \qquad (6—1)$$

冲积平原潜水：

$$X_{f2}+Y_{f2}+Q_t=Z_{u2} \qquad (6—2)$$

冲积平原承压水：

$$W_2=Q_t+W_3 \qquad (6—3)$$

式中：X_{f1}、Y_{f2}—分别为山前平原及冲积平原降水渗入补给潜水水量；

Y_{f1}、Y_{f2}—分别为山前平原及冲积平原地表水渗入补给潜水水量；

W_1、W_2、W_3—分别为山前平原上、下游断面及冲积平原下游断面地下水流入（流出）量；

Z_{u1}、Z_{u2}—分别为山前平原及冲积平原潜水蒸发量；

其余符号同前。

整个含水系统的水量均衡方程式为：

$$X_{f1}+X_{f2}+Y_{f1}+Y_{f2}+W_1=Z_{u1}+Z_{u2}+Q_t+W_3 \qquad (6—4)$$

如果简单地将含水系统各部分均衡式中水量收入项累加，则显然比整个系统的水量收入项多了W_2及Q_t两项。分别求算的结果比统一求算偏大。

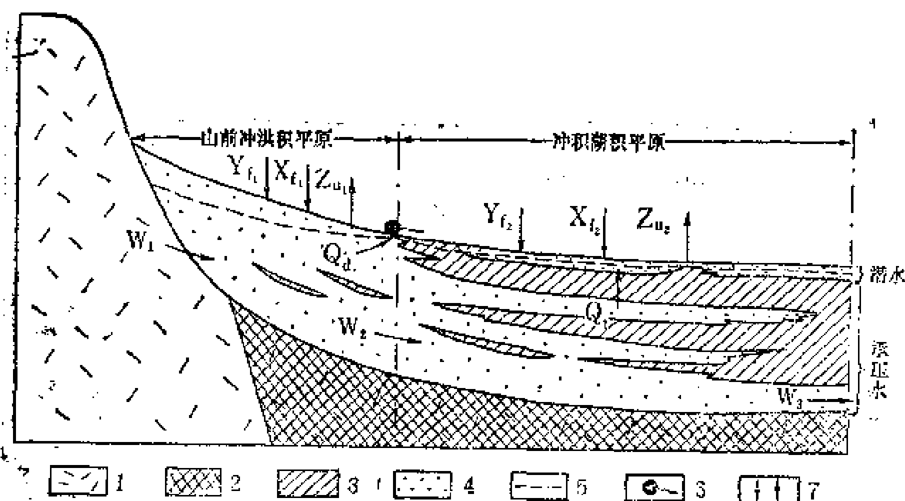


图6—9 堆积平原含水系统地下水均衡模式

1—透水基岩；2—不透水基岩；3—粘性土；4—砂砾石；5—潜水位；6—泉；7—均衡收支项

从图6—9中很容易看出，冲积平原压水并没有独立的补给项。它的收入项W_2，就是山前平原潜水支出项之一。将式（6—1）改写为：

$$W_2 = X_{f1} + Y_{f1} + W_1 - Z_{a1} - Q_t \qquad (6-5)$$

可知，W_2是由山前平原补给量的一部分转化而来。冲积平原潜水的收入项Q_t同样也可通过改写式（6—3）得出：

$$Q_t = W_2 - W_3 \qquad (6-6)$$

显然，Q_t是由W_2的一部分转化而来，归根到底，是由山前平原潜水补给量转化的。

W_2、Q_t都属于堆积平原含水系统内部发生的水量转换，而不是含水系统与外部之间发生的水量转换。

在开采条件下，含水系统内部及其与外界之间的水量转换，将发生一系列变化。假定单独开采山前平原的潜水，则此部分水量均衡将产生以下变化：

（1）随着潜水位下降，地下水不再溢出成泉，$Q_t = 0$

（2）与冲积平原间水头差变小，W_2减小；

（3）随着水位下降，蒸发减弱，Z_{a1}变小；

（4）与山区地下水水头差变大，W_1增加；

（5）地表水与地下水水头差变大，Y_{f1}增大；

（6）潜水浅埋带水位变深，有利于吸收降水，可能使X_{f1}增大。结果是山前平原潜水补给量增加，排泄量减少。与此同时，对地表水及邻区地下水的均衡产生下列影响：

（1）W_2减少及相应的Q_t减少，使冲积平原承压水及潜水补给量减少；

（2）W_1增大，使山区排泄量增大；

（3）X_{f1}及Y_{f1}增大，使地表径流量减少，从而使冲积平原潜水收入项Y_{f2}变小。

综上所述，进行大区域水均衡研究时，必须仔细查清上下游，潜水和承压水，地表水与地下水之间的水量转换关系，否则将导致水量重复计算，人为地夸大可开采利用的水量。

第七章　孔隙水

孔隙水主要赋存于松散沉积物颗粒之间，是沉积物的组成部分。在特定沉积环境中形成的不同成因类型沉积物，受到不同的水动力条件的制约，其空间几何形态、粒度与分选的变化，均各具特点，从而控制着赋存于其中的孔隙水的分布，与外界的联系程度等。沉积物形成时期的自然地理（如气候、地貌）和地质背景（如基底地质构造、地壳运动、物质供给区的岩性），对于沉积物的特征影响很大。例如，同是湖积物，当基底构造形成若干个较小的湖盆且地壳沉降幅度不大时，湖积砂层的规模（展布范围与厚度）有限，含水层不甚发育。但在地壳持续沉降条件下，可以形成大规模湖积砂质含水层。因此，塑造区域地质发展历史，恢复沉积时期的水动力条件，乃是掌握沉积物堆积规律并藉以认识孔隙水分布与形成规律的关键所在。

下面我们首先按沉积物的成因类型讨论孔隙水，以潜水为主，兼及承压水。然后举出孔隙含水系统的实例，来分析不同成因类型沉积物及赋存其中的孔隙水的空间转化关系。最后再讨论孔隙承压水的某些特点。

第二节　不同成因沉积物中的地下水

一、洪积物中的地下水

洪积物是集中的洪流出山口堆积形成的，分布于山与平原交接部位，或山间盆地的周缘，地貌上表现为以山口为顶点的扇形或锥形，扇锥之间形成洼地。此类扇、锥愈近山口坡度愈陡，向外逐渐趋平而没入平原之中，因此称为冲出锥或洪积扇。

洪积物的地貌反映了它的沉积特征。被狭窄而陡急的河床束缚的集中水流，出山口后分散，流速顿缓，并由山口向外递次变慢，水流携带的物质，随地势与流速的变化而依次堆积。扇的顶部，多为砾石、卵石、、漂砾等，沉积物不显层理，或仅在其间所夹细粒层中显示层理。向外，过渡为砾及砂为主，开始出现粘性土夹层，层理明显。没入平原的部分，则为砂与粘性土的互层。流速的陡变决定了洪积物分选不良，即使在卵砾石为主的扇顶，也常出现砂和粘性土的夹层或团块，甚至出现粘性土与砾石的混杂沉积物，向下分选变好（图7—1）。

洪积扇上部，粗大的颗粒直接出露地表，或仅覆盖薄土层，十分有利于吸收降水及山区汇流的地表水，是主要补给区。此带地势高，潜水埋藏深(水位埋深十余米乃至数十米)。岩层透水性好，地形坡降大，地下径流强烈。蒸发微弱而溶滤强烈，故形成低矿化水（数十毫克/升到数百毫克/升）。此带属潜水深埋带或盐分溶滤带。向下，随着地形变缓、颗粒变细，透水性变差，地下径流受阻，潜水壅水而水位接近地表，形成泉与沼泽。径流途径加长，蒸发加强，水的矿化度增高。此带为溢出带，或称盐分过路带。现代洪积扇的前缘即止于此带，向下即没入平原之中。此带向下，由于地表水的排泄及蒸发，潜水埋深又略增大。岩性变细、地势变平，潜水埋深不大，蒸发成为主要排泄方式而水的矿化

度显著增大，在干旱地带土壤常发生盐渍化。此带称为潜水下沉带或盐分堆积带。

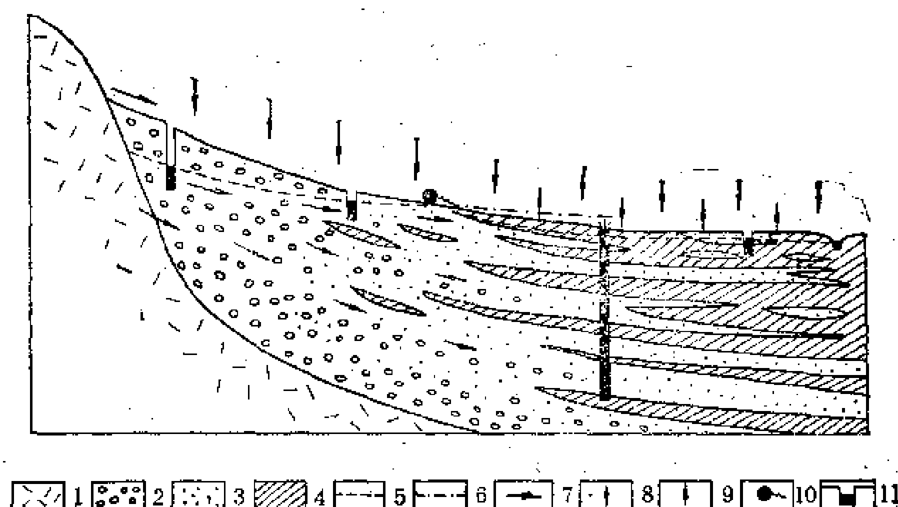


图7-1　洪积扇水文地质示意剖面

1—基岩；2—砾石；3—砂；4—粘性土；5—潜水位；6—承压水测压水位；7—地下水及地表水流向；8—降水补给；9—蒸发排泄；10—下降泉；11—井，涂黑部分有水

在我国干旱的山间盆地，洪积扇地下水的分带性最为典型，水型常由上带的重碳酸盐水，经中带硫酸盐水，转为下带的氯化物水。在半干旱的华北地区，虽然水型仍有变化，但溢出带往往不够典型。到我国南方，则连矿化度的变化也不显著了。

大致由溢出带向下，粘性土与砂砾相间成层，深部出现承压水，在地形适宜处打井，承压水可以自喷。承压水接受洪积扇上带潜水的补给，向下带潜水排泄，并顺着含水层（含水砂层的成因类型由洪积转为冲积或湖积）流向下游，最终上升泄入河、湖或海。

大的洪积扇多分布于常年性山区河流的出口处，扇的形成，不仅与洪流有关，也是常年性河流堆积的结果，故可称为冲洪积扇。由于含水层厚大且能经常获得河水补给，故常构成良好的城市洪水水源，石家庄的滹沱河冲洪积扇及北京永定河冲洪积扇，即是如此。

二、冲积物中的地下水

冲积物是经常性水流形成的沉积物。河流的上、中、下游沉积特征不同。在山区，河流的上游，卵砾石等粗粒物质及上覆的粘性土层构成阶地，赋存潜水。山区河流切割阶地，雨季河水位常高于潜水而补给后者，雨后潜水泄入河流（图7—2）。枯水期河水流量，实际上是地下水的排泄量。

平原河流下游，坡降变缓，流速变小，河流以堆积作用为主，河床淤浅。洪水泛滥溢出河床后流速顿缓，便在河床两侧堆积形成“自然堤”。随着河床不断淤积与自然堤不断抬高，结果，河床高出周围地面，成为“地上河”。我国的黄河是典型的地上河，天然淤堆与历史上为防止黄河泛滥修筑的人工堤互为因果，使黄河成为华北平原的一个“分水岭”（图7—3）。占据高位的地上河，经常冲决自然堤与人工堤而游动改道，形成许多掩埋及暴露的古河道。河床中多沉积粉细砂，向外，地势渐低，依次堆积亚砂土、亚粘土、粘土等（图7—4）。

现代河床接受地表水经常补给，水量丰富。暴露于地表的古河道，在改道点与河水联

系接受补给，其余部位由于砂层透水性好，利于接受降水补给，水量仅次于现代河道。由于地形较高，潜水埋深大，蒸发较弱，溶滤为主，故古河道地下水水质良好。向两侧岩性变细，地势变低，潜水埋深变浅，蒸发强烈，矿化度增大，在干旱地区地表多形成土壤盐渍化，无论地下水的水量水质，都远不如古河道。

山区河流由于河道袭夺改道，原有古河道中留下沿谷条状分布的砂砾含水层。平原及盆地中被掩埋于深处的古河道，构成承压含水层。冲积物中的含水层，实际上是舌状分布的粗粒条带，沿水流方向延伸很远，宽度及厚度有限，在剖面中多呈延伸不远的透镜体。

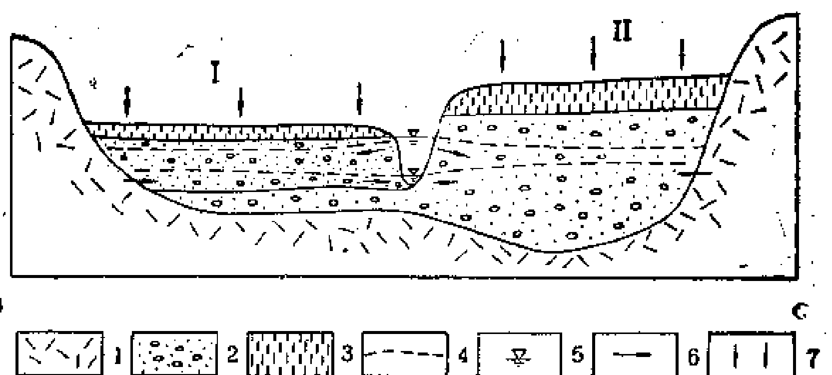


图7-2　河流中上游阶地中的潜水

1—基岩；2—砂砾；3—亚砂土；4—潜水位；5—地表水水位；6—地下水流向；
7—降水补给；Ⅰ—低阶地；Ⅱ—高阶地

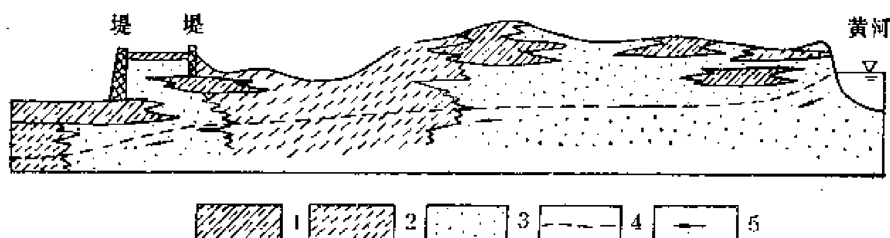


图7-3　黄河下游岸边水文地质剖面

1—亚粘土；2—粉砂；3—细砂；4—潜水位；5—地下水流向

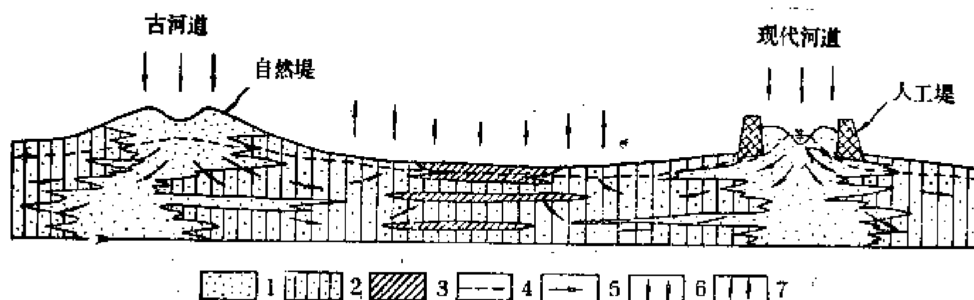


图7-4　黄河冲积平原水文地质示意剖面

1—砂；2—亚粘土及亚砂土；3—粘土；4—潜水位；5—地下水流向；
6—降水主要补给区；7—蒸发排泄（5—7箭头愈长、强度越大）

同一时期的冲积物，由于河流往复摆动改道，形成粘性土中一系列舌状砂带，各个舌状砂带间通过隔水性能差的部位，保持着千丝万缕的水力联系。从这一角度讲，仍可以看作一个统一的含水层。冲积物中的承压含水层接受来自山前洪积扇补给区潜水的补给，最终排入地势低处的潜水或地表水体。

三、湖积物中的地下水

湖积物属于静水沉积。颗粒分选良好，层理细密，岸边沉积粗粒，向湖心逐渐过渡为粘性土。构成含水层的粗粒物质，展布较广，厚度最大可达上百米，剖面上多呈层状或延伸相当远的透镜体。随地形、气候、湖盆规模等条件，湖积物含水层的规模及透水性不同。

潮湿气候下的湖泊，当没有河流穿越湖泊时，波浪力是唯一的分选营力。波浪反复摆动，将粗粒推向岸边，细粒沉于湖心。当湖泊距山较远时，只要组成湖岸的物质中没有粗粒成分，往往从湖岸一开始就堆积粉细砂，向中心过渡为粘土。干旱气候下，平原湖泊在强烈蒸发下，可能在湖滨地带形成泥灰岩，向湖心过渡为石灰岩、石膏、岩盐等化学沉积。

丘陵山区的湖泊沉积，颗粒较为粗大。边缘地带为卵砾石或砂砾石，向湖心过渡为砂及粘性土。有时，洪积扇直接伸入湖泊之中，湖边为洪积物，向内渐变为分选较好的粗粒湖积物。这两种条件都有利于形成粗粒含水层。

河流穿过不大的湖泊时，后者实际上构成河道中宽广的地段，流水条件下形成的沉积物与冲积物很少有区别。河流注入规模大的湖泊，沉积物由流水分选转为静水分选，在入湖处形成三角洲沉积。近山河流注入湖泊形成的三角洲沉积，常可形成良好的含水层。

总之，滨岸的湖泊沉积通常可构成含水层。但能否形成含水层，以及含水层的粒度，分选、厚度等，取决于沉积时的环境条件。

除了浅部的岸边沉积外，湖积物由于砂砾石层与粘性土层互层而多形成承压含水层。范围广大的湖积承压含水层，主要通过注入古湖泊的条带状古河道获得补给，补给条件往往不如冲积承压含水层来得好。

四、滨海三角洲沉积物中的地下水

河流注入海洋，水流进入静止水体后流速顿然变慢，且因脱离河道束缚而流散，随着流速远离河口而降低，沉积物的粒度也变细。

进入海中的水流仍有一定流速，水流两侧流速缓慢处形成自然堤，从而在开阔的海洋中建立起河道。河道堆积到一定高度，水流冲决自然堤而往复摆动，并不断向海中延伸，终于形成酷似洪积扇的三角洲。实际上，三角洲与洪积扇的沉积机理颇为相似，因此后者也称作旱三角洲。

三角洲的形态结构可划分为三个部分。河口附近主要是砂，堆积物直达水面，表面坡度平缓，为三角洲平台。向外渐变为坡度变大的三角洲斜坡，主要由粉细砂组成。再向外为原始三角洲，其中沉积淤泥粘土。通过三角洲顶部沿水流方向作一剖面，可以看到，一方面，自下而上粒径变粗；另方面，自外向内，粒径也变粗（图7—5）。

滨海三角洲沉积一般均属半咸水沉积。虽然其中包含有含水层，但若未经过淡水长期

淋洗，矿化度过高，不能用于供水。此外，开发利用此类含水层时，要预防水位下降后海水入侵，以及淤泥质含量高容易发生地面沉降等问题。

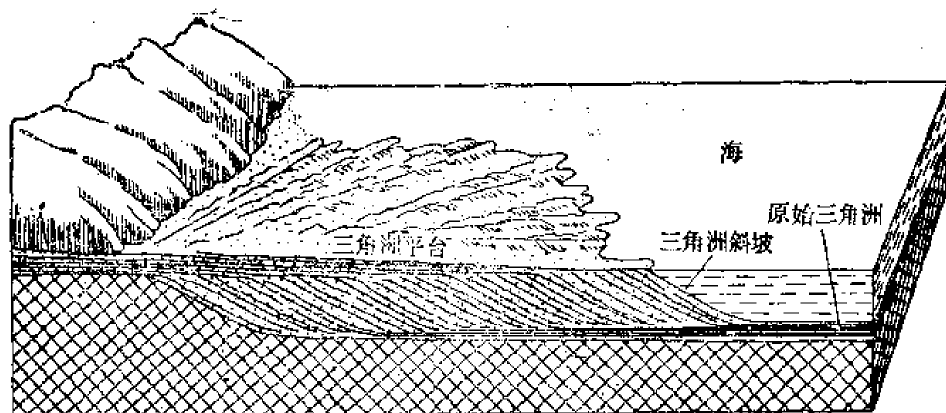


图7-5 三角洲沉积结构示意图
（据G.K.吉尔伯特）

五、黄土中的地下水

我国西北及华北广泛分布的黄土，具有风成、洪积、冲积、湖积等多种成因。

中更新世（Q_{II}）周口店黄土及上更新世（Q_{III}）马兰黄土的岩性、结构及透水性均有差别。周口店黄土一般呈暗黄或棕黄色，有的地区微显红色。厚度为数十米，最厚时达200 m。多为粉土质亚粘土，其中常夹十余层深棕至棕黑色古土壤层。古土壤层下约 2 m 处分布有钙质结核层。垂直节理发育，多虫孔、根孔等大孔隙。节理及大孔隙是透水的主要通道，主要沿垂向发育，故黄土的垂向渗透系数常比水平方向大几倍。本层黄土固结程度较高，随着深度加大，空隙减少，渗透性变差（图7—6）。

马兰期黄土多呈淡黄色，一般厚数米到十数米，很少达几十米。主要为粉土质亚砂土，也有粉土质亚粘土及粉砂土。古土壤层很少见，钙质结核多不成层分布，结构比较疏松。此期黄土同样有直立裂隙及大孔隙，透水性比周口店期黄土好，垂向透水性好于水平方向，垂向渗透系数为每昼夜零点几米到几米。

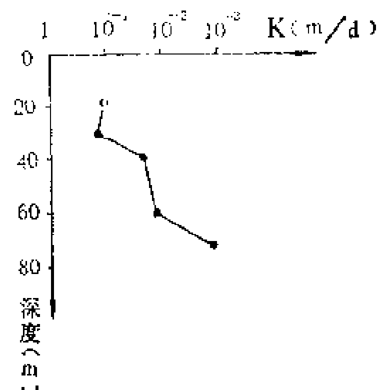


图7-6 西峰塬黄土（Q_{II}）渗透系数随深度变化曲线
（据黄河中游黄土地区水文地质研究小组）

黄土地区总的比较缺水，这是气候、岩性、地貌综合影响的结果。黄土厚度大，结构疏松，在新构造运动影响下，地壳上升纵横的沟谷，把黄土高原切割成许多块段。范围较大的平地称为黄土塬，长条状的垅岗叫黄土梁，浑圆形的土丘称作黄土峁。黄土中很少有不透水层，深切的沟谷使其潜水埋深常达数十米，个别达一、二百米。黄土高原降水量较小，除东南部可达500～700mm外，中部为400～500mm，北部小于400mm，降水多以集中暴雨形式出现，并大量消耗于厚度很大的包气带。潜水深埋且补给不足，造成了黄土高原地下水源条件较差。

在各类黄土地貌单元中，黄土塬的地下水源条件较好。塬面较为宽阔，较利于降水入渗（降水入渗系数平均为5～10%），并使地下水排泄不至过快。地下水向四周散流，以泉的形式向边缘的沟谷底部排泄。地下水位在塬的中心约20～30m，到塬边可深达60～70m（图7—7）。

黄土梁峁地形切割强烈，不利于降水入渗（入渗系数仅1%左右）及地下水赋存。在其间的宽浅沟谷（当地称为掌地或杖地），水位埋深较浅（一般为十余米），地下水可供生活及家畜之用。

此外，在大的河谷中还可见到黄土中夹有砂砾层或透镜体，其中含有较丰富的地下水。位于黄土层底部的砂砾层，有的已属于下更新世（Q_I）的沉积。

黄土中含可溶盐多，分布区降水较稀少，因此，黄土中的地下水矿化度普遍较高。在最干旱的北部，黄土含可溶盐0.5～0.8%，地下水一般为矿化度为3～10g/L的硫酸盐—氯化物水；相对湿润的南部，黄土含可溶盐少于0.3%，地下水多为矿化度小于1g/L的重碳酸盐水。在同一地区，水的矿化度随径流途经增长而显著增高。

六、冰碛物及冰川沉积物中的地下水

冰碛的特点是大小混杂，分选极差，粗粒物质棱角分明。大的漂砾直径达几米、几十米，与细粒的粘土混杂存在。大小石块随冰川移动，帮助冰川挖掘两侧及底部被节理切割的岩块，并磨蚀凸出的岩石，粘土便是磨蚀的产物（图7—8）。冰碛物分选不良，含有大量粘土，一般不能构成含水层。

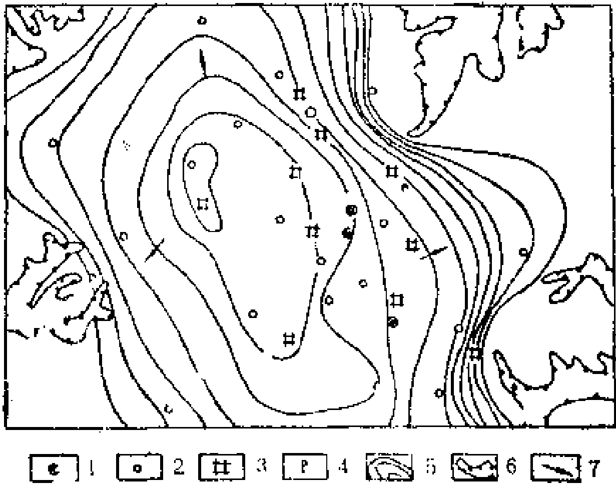


图7-7　黄土塬潜水等水位线示意图
（据黄河中游地区黄土水文地质研究小组）
1—长期采水孔；2—季节性采水孔；3—民井；4—下降泉；5—潜水等水位线；6—黄土冲沟；7—地下水流向

冰川消融后，融冰水以各种方式将冰碛物重新搬运分选，形成冰水沉积。融冰水汇成洪流、河流或湖泊，相应地可形成洪积物、冲积物及湖积物中的含水层。

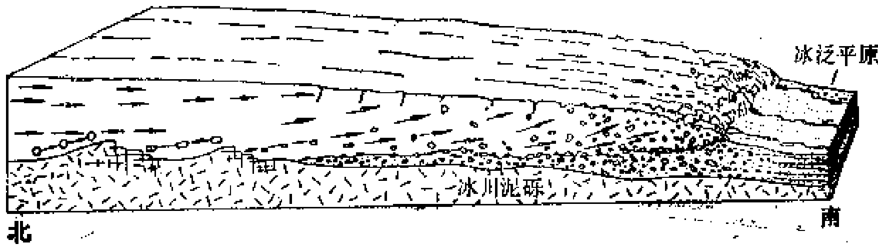


图7-8　冰川的磨蚀、搬运及沉积作用意图
（据A、N.斯特拉勒）

第二节 孔隙含水系统实例分析

上面分别讨论了不同成因类型沉积物中的孔隙水，实际上，同一时期同一水流系统，随着沉积环境递变，可在不同部位形成不同成因类型的沉积物，而其中组成含水层的粗粒物质，连续分布，赋存其中的水具有密切联系，构成统一的孔隙含水系统。下面以河西走廊及河北平原为例加以说明。

甘肃河西走廊石羊河流域属内陆流域，上游河流来自南部祁连山的北麓，其中较大者为古浪、黄羊等8条，向北流出山口，大部分河水渗入洪积扇中，此时已进入武威盆地的范围。在武威以南为扇群边缘，在扇群的溢出带出现了一系列泉群，就是这些泉汇集成为石羊河，向北流至现在的红崖山水库中。再北流，又进入民勤一湖水盆地，山前也是洪积扇堆积，河水复渗入扇中，但是由于水量较武威盆地小，在扇缘仅形成不多的泉水，大部分水以地下水的形式，从洪积物中进入冲积沉积物中向北运移，到达以北的湖泊沼泽地带，一部分水以泉的形式进入湖泊中，绝大部分消耗于蒸发。石羊河全长达100余km，流域面积约3000km²（图7—9，图7—10）。

石羊河流域的沉积物是由两个系列沉积组成。第一个系列是武威盆地中的沉积，南部为单层厚度巨大的卵砾石，最厚者可达400m，为洪积物。这一地段，地表不存在常年性河流，只在洪水季节地表出现暂时性水流。溢出带的泉群在地表汇流成为石羊河。但是其真正的源头是来自祁连山的河流，只是经过渗入洪积扇变为地下水，再以泉的形式出露汇集成为地表水流的复杂过程而已，在这一转化过程中，有相当一部分水流在地下由洪积物进入冲积物。这就是武威盆地其他地段地下水的来源。第四纪以来，河道切穿红崖山丘陵的部位而通过，

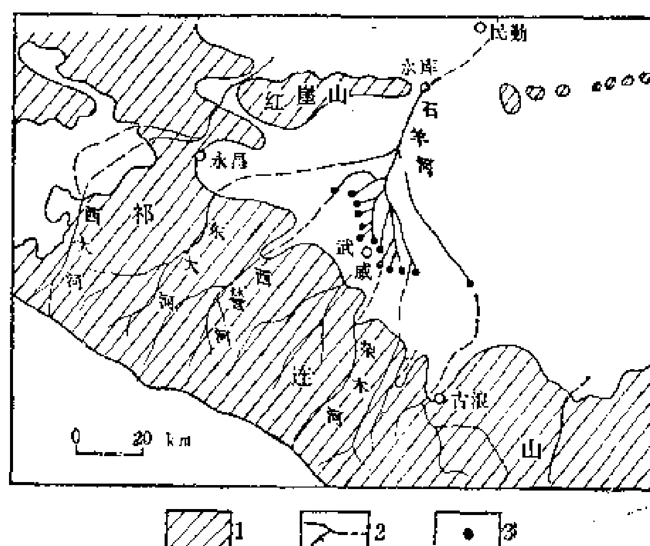


图7-9 武威盆地水系图
（据侯锡海，略加修改）
1—山地；2—河流；3—泉

所以冲积物的分布也大体和石羊河一致，只有部分冲积物伸入腾格里沙漠。此外，在盆地的低洼部位也出现湖泊沉积，河道切穿红崖山之后，进入民勤盆地。沉积物成因类型的变化仍然和武威盆地一样，先是洪积，再为冲积，最后为湖泊沼泽沉积，只是其规模较小，这是水量较小的结果。总之，影响沉积物成因类型不同的直接原因是地形和地表水流速及流量的变化。一般地说，除山地之外，无论平原或山间盆地，地形和水流的变化，都属渐变，所以不同成因类型的沉积物也是连续的和渐变的。认识沉积物的连续性对认识地下水的补给和运动大有裨益，武威和民勤盆地提供了很好的例子。

两个盆地中第四纪堆积厚达100m～400m，是地下水主要贮存场所。盆地的年降水量

约160mm，大部集中于5至9月，此期间蒸发强烈，所以盆地中降水对地下水补给作用微弱。南部祁连山顶部平均海拔4000m以上，终年积雪，冰川发育。向北高度降低，山地年降水量平均700～800mm，至北麓地带减小到300mm左右，水文网切割强烈，在出山前即汇集了山区绝大部分的地表和地下水，石羊河流域出山的8条河流，多年平均总流量为14.4亿m^3/a，这就是从祁连山进入武威盆地的总水量。通过山前的洪积扇群带时，渗入地下的水量约6.5亿m^3/a，占河水总流量的45%。到盆地中部，从扇群中部开始，地下水沿浅切的河槽大量溢出，泉水总流量为3.2亿m^3/a，最后汇流成石羊河。据香家湾流量站对1965年和1978年径流的分析，石羊河中下游径流组成中，地下水占94.5%和95.7%，洪水仅占5.5%和2.37%。这些水进入民勤盆地后，主要由引水渠进入田间，最后排入北部的湖泊沼泽中，消耗于蒸发。

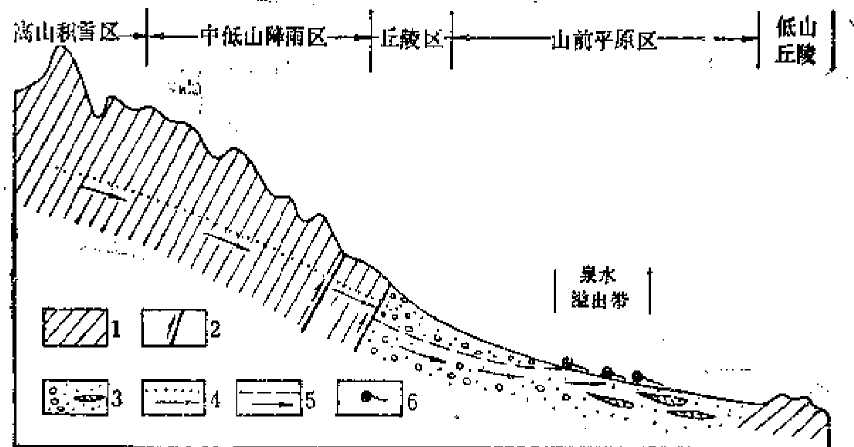


图7-10　祁连山—武威盆地地表-地下水转化示意剖面

（据侯锡海，略加修改）

1—基岩；2—断层；3—砂砾石及粘性土夹层；4—地表水位及流向；5—地下水位及流向；6—泉

近20余年来，在山区修建水库和加强地表渠系防渗措施的影响下，石羊河流域地下水的补给量发生了很大变化（表7—1），与此同时，还大量打井取水，从而使武威盆地地下水位平均下降了6.38m；民勤—湖水盆地地下水位平均下降3～5m，部分地区可达10～15m，另一些地区则仅为1～2m。向北排泄的水量逐渐减少，因而这些地区有逐渐沙漠化的危险，但两个盆地下部的承压水，由于取水井很少，水位没有明显变化。

表7—1　石羊河流域地下水补给量的变化　（单位：亿m^3/a）

年代 地区	五十年代后期 （1956—1962）	六十年代中期 （1962—1968）	七十年代后期 （1973—1978）
武威盆地	11.102	8.673	7.000
民勤—湖水盆地	4.770	3.340	2.769

从上述情况，可以得到如下几点认识：（1）含孔隙水的沉积物成因类型的变化是地形和水流状态改变的结果。其中的水是连续的，不同成因类型沉积物的变化也是连续的。（2）石羊河流域包括两个盆地，全长达100km以上，处于干旱地区，南部祁连山的地表

水流为其主要补给来源。在流动过程中，地表和地下水之间不断相互转化，地表引用的水量多，则地下水的补给量减少。说明二者是一个统一的整体，两个盆地，是上下游关系，水的来源只有一个，上游盆地的取水量会影响到下游的应用。可以看出，这种条件下的地表水和地下水、上游和下游的水，同属一个系统，用水时会相互影响，上游对下游的影响尤其大。因此，如何使一定数量的水，在经济上能发挥最大的作用，并使环境能有所改善，至少不能变坏，是开发利用中的最重要的问题。（3）下部的承压水在取用不多的情况下水位没有明显的变化，说明它虽然和潜水属于同一种成因类型，但是它们之间的联系却不紧密，应属于单独的系统。

另一个例子是河北平原的天津以南部分，面积约80000km²。从地表水流域来说，包括海河南部的大清河、子牙河两流域和南运河在河北省的部分，以及南运河以东，一些独立入海的小河流。从地形上来说，这个区域自西向东可分为太行山前的冲积扇群带，宽约20km左右；中部平原及滨海平原，这是河北平原的主体部分（图7—11），平原地表坡度平缓，一般仅万分之一左右。平原区和太行山为断层接触。自第三纪开始，平原开始沉降，幅度最大者达7000m以上，最小也达3000m左右。第四纪继续沉降，沉降幅度大者达600m以上，一般为300～400m。目前开发利用的孔隙水绝大部分来自第四系。沉积物在山前以卵砾石为主，混以砂和粘性土，形成规模不等的扇。其中主要储水的是厚度巨大、岩性单一的潜水含水层。渐向平原，地形坡度变缓，沉积物的分选程度提高，形成以反复迁移的河道为主要含水层的冲积层。在低洼地区则形成湖泊和沼泽，沉积物颗粒粗者一般不超过中砂，粘性土可以达到沉积物总厚度的60—70%。说明形成河北平原地下第四纪沉积物时，平原的地表形态即大致和现在的地形相似。进入滨海平原，则以三角洲及海相地层交互沉积为主，颗粒更细，一般最粗为粉细砂。

从这一系列沉积物的分布可以看出，沉积物成因类型的变化是连续的，从山前的洪积到平原中的冲积和湖积，最后在沿海地带形成三角洲堆积。当然，能在几百公里远的范围内形成各种成因类型的堆积，只有比较大的河流才有这种可能。如滹沱河、大清河和黄河都是。较小的河流只能在局部地区形成某一、二种类型的沉积。

从沉积物的分布可以看出，只有在山前地带和较大的湖泊中，粗粒沉积有较广大的分布范围，才构成有一定广阔程度的含水层。其他则是蜿蜒曲折的古河道，与其说是层状，不如说是带状更确切些，它们既是贮存水的场所，又是输水通道。含水层通过这种通道在水平方向发生联系。在垂向上则有赖于不同时代粗粒沉积物的相互重叠，即所谓"天窗"的存在，至于越流，也在一定条件下发生。

不同成因类型沉积物的透水性有所不同；同一成因类型沉积物的不同部位，有时也有较大差异。其原因是颗粒粒度大小不同的结果，有时分选程度的差异，也会产生相当的影响。河北平原冲洪积扇主要为卵石堆积，渗透系数大致变化于50～120m/d，向下游渐变为各种粒径的砂夹粘性土凸镜体，渗透系数仅为数米/昼夜至十余米/昼夜，其边缘部分以粘性积为主，大则几米，少者小于1m/d。因此在一个扇的近山处水流运移速度较快，向下游渐趋缓慢，向四周则逐渐停滞。离扇以后，则为河道沉积，其近扇部分为粗粒沉积，渐远粒度渐细。河北平原粗者可达中砂，一般以细砂为主，渗透系数通常为数米/昼夜，到河流下游粒度更细，一般可细到粉砂，透水性更弱，各种湖泊沉积也以细砂为主。

扇中水的补给来源有二，其一是当地降水入渗，另一个是上游山区地表和地下水，两

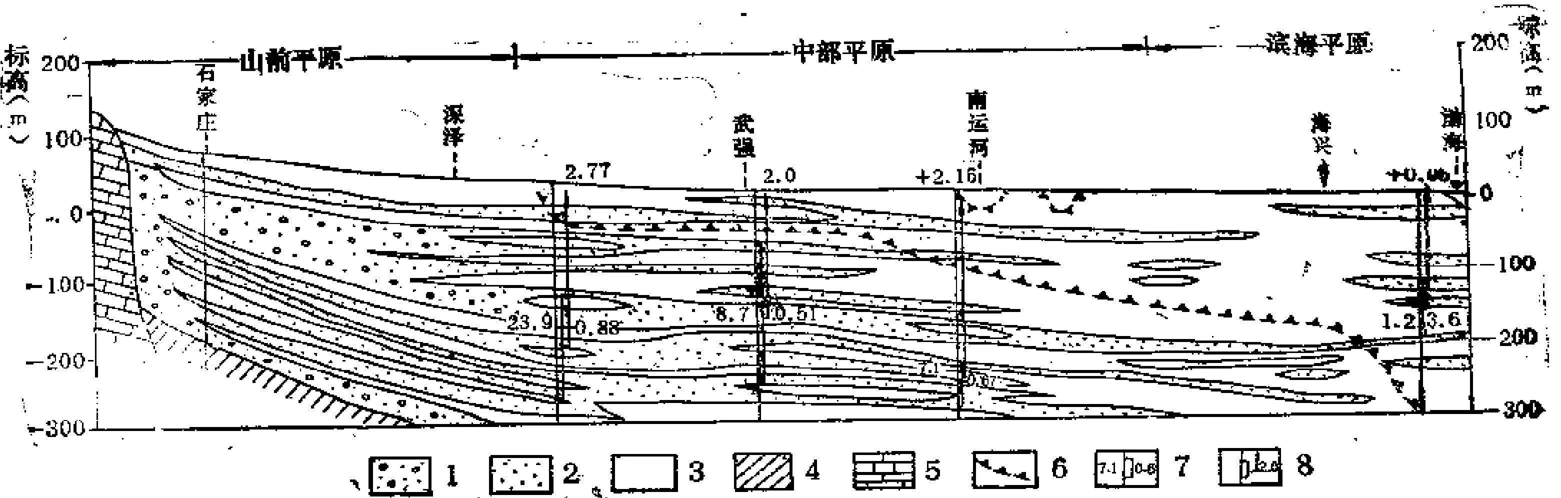


图7-11　河北平原水文地质剖面

（据河北省地质局）

1—砂卵砾石；2—砂；3—粘性土；4—新第三系；5—基岩；6—地下水矿化度界线，尖齿指向一侧的矿化度>2g/L，背侧<2g/L；7—钻孔抽水段，左侧为单位涌水量(t/h·m)，右侧为矿化度(g/L)；8—地下水位埋藏深度(m)

注：1—3为第四纪沉积

者共同构成其补给来源。在不同条件下，两者所占的比重可以有较大差异。水自扇的顶部向下运移至边缘部位形成溢出带，以泉或沼泽形式排向地表，此外也有部分水流沿含水层向下游运移，排向其下的河道沉积。

平原中古河道潜水，由于颗粒细小和水流坡度平缓，水在其中的运移，实际上近于停滞状态。故其补给除临近地表水的一些地区之外，主要是当地的大气降水，其排泄去路则有赖于蒸发。正是这种补给和排泄形式，再加埋藏深度小，是形成河北平原盐碱地广泛分布的主要原因。

自河北平原中部开始，直到海滨，普遍分布有咸水层，其上为淡潜水及浅部微承压水，其下为深部淡承压水。

深部承压水，在西部与扇缘相接，埋藏深度较小，可以接受微弱的补给，但当其向东埋藏深度加大时，则很难得到补给。有时承压含水层与潜水层的某些部分相互叠置，则形成所谓的"天窗"，当二者水位不同时，水会从高水位的含水层向低水位的层位运移。向东部海中排泄，并在低洼处向上泄入浅部地下水。总之，承压水由于处于相对封闭状态，无论补给或排泄都十分微弱。其强度随埋藏深度的增加，也就是封闭程度的增强而减弱。天然条件下，补给和排泄量都十分微弱，基本可以忽略，因而可认为是独立的封闭区域。

根据河北省有关部门的初步估算，山前地区降水入渗量可达25～30万$m^3/km^2\cdot$年，总入渗量为33.7亿m^3/a，山区渗流水量约为3.9亿m^3/a，中部及滨海平原区的降水入渗量约为23.2亿m^3/a，相当于5～10或10～15万$m^3/km^2\cdot a$。这就是河北平原每年所获得总补给量的概略情况。

归纳起来，河北平原的地下水有如下规律：（1）从地质和地貌条件来看，平原可分为两部分，即山前地带和平原地区，它们分别为不同类型的含水层分布区。（2）从地下水的主要补给和排泄条件看，平原又分为三部分，它们各自构成独立的补给和排泄系统，即①山前洪积扇，②广大平原上部的潜水和与潜水联系密切的浅层承压水，③与上部基本隔绝的深层承压水。其中③是封闭系统，其它两部分各自成为独立的补给排泄系统。

从这两个例子可以看出，形成含水层的水流沉积物的成因类型取决于其所处的地貌部位；但是从一种到另一种成因类型之间，并无绝对的界线而是连续的沉积，逐渐变化。至于其中水的联系，则须看条件而定，有时较密切，有时很微弱。

从主要的补给区到排泄区，在含水层中构成一个地下水的循环系统；从其中取水，就是增加了新的排泄点，必然对这个系统产生影响，所以计算任何取水设施的水量时，都应该从一个系统的整体来考虑，才能取得良好的效果。

有时一种成因类型自己构成一个地下水系统，有时若干不同的成因类型共同构成一个系统，这完全视条件而定。因此，对条件的研究是至关重要的，这是全部工作的基础。这项工作的成功与否，取决于野外工作的水平。

第三节　孔隙承压水的某些特点

一、沉积成岩过程中承压含水系统骨架的变化

盆地及平原不断沉降，沉积物不断堆积，与此同时发生着沉积物由松散趋于固结的成岩作用，这一作用随着沉积物掩埋深度的加大以及时间的延续而加强。

沉降盆地或平原的松散沉积物中，颗粒细小的组分构成隔水层，颗粒较粗大的部分成为含水层，两者共同构成承压含水系统，成岩过程中，颗粒的粒度并不改变，但是颗粒之间的孔隙，则不断缓慢的变化。

构成隔水层的粘性土，实际上并非能使水完全隔绝，因为它的孔隙中也是充满水的，在成岩过程中，孔隙度变化比较显著。粘粒的表面存在着结合水，当位于地表以下不深的部位，所受上覆地层压力不大，颗粒之间并不直接接触，其中隔着水化膜；另外粘粒往往形成集合体，其间为结构孔隙，比粒间孔隙大得多；由于以上两个原因，未经压缩或只受轻微压力时，粘土的孔隙度可以超过颗粒最疏松排列时的最大理论孔隙度，一般大于50%，有时可达80%以上。沉积物形成以后，粘性土失去一部分水份，孔隙度降低，这是固结作用的第一步。随着沉积作用的进行，上覆沉积物厚度增大，压力增加，达到一定程度之后，结构孔隙即不断遭受破坏，并释放其中的水。粘性土在掩埋深度不很大时，结构孔隙破坏，孔隙度急剧减少。此外，充填胶结作用也会使孔隙度降低，继续沉降，上覆沉积物重量不断增大，孔隙度降低便愈来愈不明显了。据认为，在掩埋深度继续增大时，对孔隙度减少起主要作用的不是压密，而是粘土矿物成分的变化。帕威斯（Powers，1967年）证明，在深部蒙脱石将变为伊利石并释水，使粘性土孔隙压力增大。总起来说，粘性土被掩埋的早期，主要由于压密而减少孔隙度，大约从2000m左右的深度开始，孔隙度随深度增加而减少就很缓慢了，孔隙度降低主要是化学作用与重结晶作用的结果（图7—12）。

构成含水层的砂层，在成岩过程中的变化与粘性土不同。砂层中只存在粒间孔隙，在上覆岩层压力下，原来排列比较疏松的砂粒将变得比较紧密而减少孔隙度。但是，与粘性土不同，压密时降低砂层孔隙度的作用很有限（当砂层中含粘粒时，孔隙度可减少较多）砂层孔隙度的减少，看来主要是胶结充填所造成的，从图 7—12可见，被掩埋的初始阶段，砂层孔隙度降低不多，而且到很大的深度上仍能保持相当大的孔隙度。例如，美国得克萨斯州中新世的砂层，当埋深达6000m以下时，仍能保持20%的孔隙度。

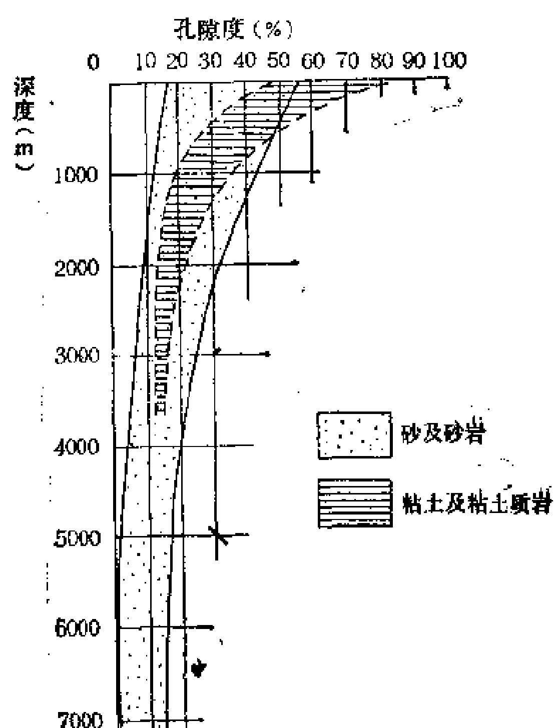


图7-12 砂及粘土的孔隙度随埋藏深度的变化
（据R. C. 赛莱）

尽管粘性土和砂层变化的原因与性质不同。但是，它们的孔隙度随埋藏深度加大和时间的延续而降低，则是一致的。

二、沉降盆地与平原中松散沉积物含水系统中水的变化

在沉积盆地沉降的过程中，含水系统中的水也发生相应的变化开始沉积时，组成含水层的粗颗粒相互间以较松散的方式接触。后来，受到上覆岩层的压力以后，原来未发生接触的颗粒，相互接触；已经接触的颗粒，则接触面积加大，其结果是减少孔隙度。因之孔隙中的水也承受相应的压力。根据巴斯噶定律，对一装满水的密闭容器加压，只要水量不损失，增加的压力完全由水承受。承压含水层是一个相对封闭的系统，其封闭性随着远离山前补给区及埋藏深度加大而增强。因此，在未损失水量之前，含水层所承受的压力，其中一部分将由水所承受，表现为含水层压力水头升高，而含水层的颗粒没有明显的变化，孔隙度也基本不变，只有当水量损失时，压力才会转移到颗粒上去，使含水层受到压缩。

承压含水层的封闭程度，与其埋藏深度成正比。深度愈小，封闭性愈差；深度愈大，封闭性愈好。这是因为，无论何种成因类型的沉积物，都很少可能在含水层之间形成完整连续的隔水层，往往在某些部位存在所谓的“天窗”。所以，一般情况下，含水层与其相邻的含水层之间存在着水力联系。实际上，松散沉积物中的含水层，即使被粘性土与其他含水层相隔绝，只要相邻的含水层之间有足够的水头差，仍能通过隔水层发生水力联系。显然，愈是深部的承压含水层，水流渗透途径愈长，需要穿越的隔水层愈多，向外界排泄或从外界获得补给愈是困难，封闭性也就愈好。同样，愈接近山前主要补给区，隔水层愈少，径流途径愈短，承压含水层的封闭性愈差，从外界获得补给或向外排泄也愈容易。

由此可见，在不断沉降时盆地和平原中，深部承压水不断增加所承受的压力。作为隔水层的粘性土，也在沉降增压过程中释放一部分水，这一部分水最终进入与其相邻的含水层中。这两种作用都使承压含水层中的压力水头上升。所以，一般地说，愈向深部，承压含水层的压力水头愈高。

在同一沉降盆地或平原中，愈是深部的承压含水层，压力水头愈高，但是其孔隙度以及相应的给水度却愈小，补给条件也愈差。因此，认为测压水位高的承压含水层，便是好的含水层，这种认识是十分片面的。只有在具备了充足的补给来源的前提下，具备良好导水性能，以及较大给水度的含水层，才是有较大供水价值的良好含水层。

综上所述，可以认为含水层及其有关的限制层，包括隔水或半隔水层在内，共同构成一个整体，在上覆岩层压力作用下，其间的水发生转换。不仅如此，含水层之间也可以通过“天窗”及粘性土构成的限制层相互发生一定的水力联系。因此，对于由同一水流体系堆积的各种成因类型沉积物，一般地说，承压含水层，尤其是深层承压水，也就是和上部潜水联系少的含水层，往往构成一个独立的水力系统，浅部水对它的影响很小。这个独立的承压含水系统之间内部的相互关系，则取决于盆地和平原的发展历史以及沉积物岩性的变化。此外，也取决于在人为影响下所产生的条件变化。

最后，从更广泛的角度看问题，沉降盆地或平原松散沉积物中所包含的全部地下水，包括上部的潜水和深部承压水以及其间限制层（实质上是半隔水层）中的水，相互之间存在着程度不同的联系，可以看作一个统一的含水系统和水动力系统。另外，从合理开发利用的角度来看，也应该考虑各类水应用上的分配，以便充分发挥全部水资源的作用，将水资源的开发和管理结合起来。

第八章　裂　隙　水

第一节　概　　述

坚硬基岩在应力作用下产生各种裂隙：成岩过程中形成成岩裂隙；经历构造变动，会产生构造裂隙；风化作用可形成风化裂隙。

贮存并运移于裂隙基岩中的裂隙水，尤其是构造裂隙水，具有一系列与孔隙水不同的特点。某些情况下，打在同一岩层中相距很近的钻孔，水量悬殊，甚至一孔有水，邻孔无水；有时相距很近的井孔测得的地下水位差别很大，水质与动态也有明显不同；有时一孔抽水，远处的井孔水位下降而近处的井孔水位反无变化。在裂隙岩层中开挖矿井，通常涌水量不大的岩层中，局部可能大量涌水。这些现象说明，与孔隙相比，裂隙水分布更不均匀，水力联系更不统一连续。

裂隙水的这些特点跟裂隙介质的特征有关。把单个裂隙独立出来，可以看成一个两向延伸远而第三个方向上延伸极短的板状几何体，或者看成薄饼状透镜体。单个裂隙或同一方向的若干个裂隙，并不能构成连续空间，只有当若干个方向不同的裂隙相互交切连通，才能在一定范围内构成连续分布的空间——裂隙网络。

松散岩层中，空隙分布连续均匀，构成具有统一水力联系，水量分布均匀的层状孔隙含水系统。坚硬基岩的裂隙率，要比松散岩石的孔隙度小一到两个数量级，裂隙分布不均匀且具方向性，通常只在岩层中某些局部范围内连通而构成若干互不联系或联系很差的脉状含水系统，赋存脉状裂隙水（图８－１）。只在特定的有利的条件下，整个岩层张开裂隙密集均匀分布，构成具有统一水力联系的层状含水裂隙系统；这时，裂隙水的特征与孔隙水相近，可称作层状裂隙水。

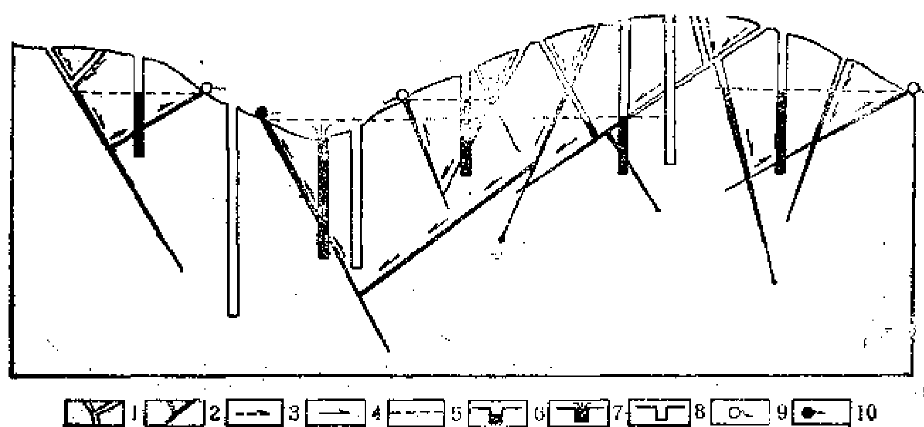


图8-1　含水裂隙系统示意图

1—不含水的张开裂隙；2—含水张开裂隙；3—包气带水流向；4—饱水带水流向；5—地下水位；6—水井；7—自流井；8—无水干井；9—季节性泉；10—常年性泉

第二节 成岩裂隙水

成岩裂隙是岩石在成岩过程中受内部应力作用而产生的原生裂隙。沉积岩固结脱水，岩浆岩冷凝收缩等均可产生成岩裂隙。沉积岩及深成岩浆岩的成岩裂隙通常多是闭合的，含水意义不大。

陆地喷溢的玄武岩成岩裂隙最为发育。岩浆冷凝收缩时，由于内部张力作用产生垂直于冷凝面的六方柱状节理及层面节理。此类成岩裂隙大多张开且密集均匀，连通良好，常构成贮水丰富、导水通畅的层状裂隙含水系统。美国夏威夷群岛玄武岩裂隙水十分丰富檀香山城即以此作为供水水源，钻孔总涌水量达7.5立m^3/s之多。

成岩裂隙水可以是潜水，也可以是承压水。夏威夷群岛中的瓦胡岛，玄武岩在滨海地带被第四系粘土覆盖，形成自流斜地。我国云南阿直盆地中的二叠纪玄武岩，在向斜中构成水位高出地表达17m的承压含水层。

玄武岩岩浆成分不同及冷凝环境的差异，使玄武岩成岩裂隙发育程度很不相同。如我国内蒙一带的第三纪玄武岩，致密块状的与气孔发育的交互成层，前者柱状节理发育而透水，后者则构成隔水层。

岩脉及侵入岩接触带，由于冷凝收缩，以及冷凝较晚的岩浆运动产生应力，张开裂隙发育，常形成近乎垂直的带状裂隙含水系统。

熔岩流冷凝时，留下喷气孔道，或当表层凝固，下部未冷凝的熔岩流走而形成熔岩孔洞或管道。这类孔道洞穴最大直径可达数米，钻孔遇到时会出现掉钻，泥浆大量漏失等，往往可以获得可观的水量。例如，海南岛琼山县一个孔深约26m的钻孔，打到一个宽8m、高6.8m的熔岩孔道，抽水降深0.17m，每昼夜涌水量超过1700t。

第三节 风化裂隙水

暴露于地表的岩石，在温度变化和水、空气、生物等风化营力作用下，形成风化裂隙。风化裂隙常在成岩裂隙与构造裂隙的基础上进一步发育，形成密集均匀、相互连通的裂隙网络。风力营力决定着风化裂隙呈壳状包裹于地面，一般厚数米到数十米未风化的母岩构成隔水底板，故风化裂隙水一般为潜水；被后期沉积物覆盖的古风化壳，可赋存承压水（图8—2）。

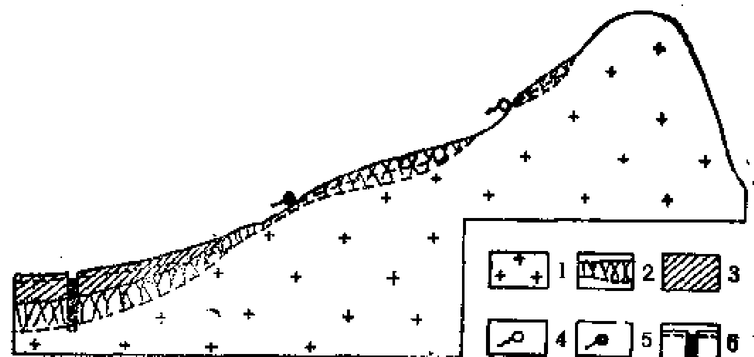


图8-2 风化裂隙水示意

1—母岩；2风化带；3—粘土；4—季节性泉；5—常年性泉；6—井及地下水位

风化裂隙的发育受岩性、气候及地形的控制。单一稳定矿物组成的岩层（如石英岩）风化裂隙很难发育。泥质岩石虽易风

化，但裂隙易被土状风化产物充填而不导水。由多种矿物组成的粗粒结晶岩（花岗岩、片麻岩等），不同矿物热胀冷缩不一，风化裂隙发育，风化裂隙水主要发育于此类岩石中。

气候干燥而温差大的地区，岩石热胀冷缩及水的冻胀等物理风化作用强烈，有利于形成导水的风化裂隙。湿热气候区以化学风化为主，泥质次生矿物及化学沉淀常充填裂隙而降低其导水性。这类地区上部强风化带的透水性反而不如下部半风化带。例如，据福建漳州花岗岩中一个钻孔资料，地面以下25m内强风化带的涌水量仅为0.125L/s，而25～45m半风化带涌水量增至0.45L/s。

地形比较平缓，剥蚀及堆积作用都微弱的地区，有利于风化壳的发育与保存；如果地形条件也利于汇集降水，则可能形成规模稍大，常年能提供一定水量的风化裂隙含水层。通常情况上，风化壳厚度及规模相当有限；风化裂隙含水层水量不大，就地补给，就地排泄，旱季泉流量变小或干涸。

在水流切割或人工开挖的影响下，岩体侧向压力减少，原有闭合及隐蔽的成岩裂隙与构造裂隙，因减压而开扩，形成所谓减压（卸荷）裂隙。在沟谷两侧常可见到与边岸平行的减压裂隙，有时可宽达数厘米至十数厘米。剥蚀作用使原来处于深部的岩层卸去上覆地层的荷载，因而浅部的裂隙开扩，张开性及裂隙率均较深部大，透水性也比深部好。

第四节 构造裂隙水

一、构造裂隙发育规律与岩层透水性

构造裂隙是岩石在构造运动中受力产生的。在岩石性质（内因）和构造应力（外因）的控制下，裂隙的张开性、密度、方向性及连通性均有显著区别，构造裂隙水的分布规律相当复杂。

根据力学性质，可将岩石区分为塑性的及脆性的两大类。塑性岩石以页岩、泥岩、凝灰岩、千枚岩等为代表，受力后发生塑性形变，破坏以剪断为主，常形成闭合的乃至隐蔽的裂隙。这类岩石裂隙密度较大，但是张开性差，延伸不远，缺少对地下水贮存和运动有意义的“有效裂隙”，多构成隔水层。

块状致密石灰岩可作为脆性岩石的代表。此类岩石主要呈现弹性形变，破坏时以拉断为主；裂隙虽较稀疏，但张开性好，延伸远，导水能力好。

粗粒碎屑岩的裂隙发育取决于粒度及胶结物成分。钙质胶结者显示脆性岩石特征，泥质及硅质胶结的与塑性岩石相近。粗颗粒的砂砾岩，裂隙张开性优于细粒的粉砂岩。云南永仁三叠纪煤系地层，自南向北由砾岩、粗砂岩渐变为细砂岩，裂隙率、裂隙宽度及钻孔涌水量相应地由大变小（8－3）。这是岩相变化控制裂隙岩层透水性的一个好例子。

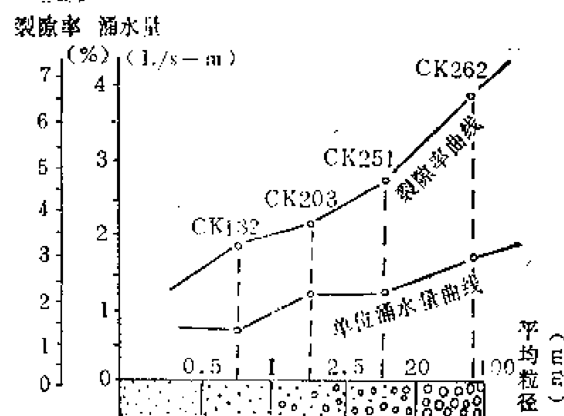


图8-3 岩相变化与裂隙率 水量的关系
（据云南永仁地质队）

应力对于裂隙性质有控制作用。与主要构造线方向一致的纵节理，以及垂直主要构造线的横节理，是张应力作用下形成的，一般张开性好，为导水裂隙。剪应力造成扭节理，节理面比较平整而闭合，多半不导水。扭张裂隙的张开性介乎上述两者之间。层面滑动造成的层面裂隙，往往延伸很远，并具一定张开性。

应力集中的部位，裂隙常较发育，岩层透水性也好。在同一裂隙含水层中，背斜轴部常较两翼富水，倾斜岩层较平缓岩层富水，断层带附近往往格外富水。

夹于塑性岩层中的薄层脆性岩层，往往发育密集而均匀的张开裂隙。褶皱时，塑性岩层沿层面方向流展，对夹于其间的脆性岩层施加一个顺层的拉张力，脆性岩层被拉断而形成张裂隙。脆性岩层的夹层越薄，抗拉能力愈小，张开裂隙就越密集（图8—4）。这样的夹层常是山区找水的理想布井层位。

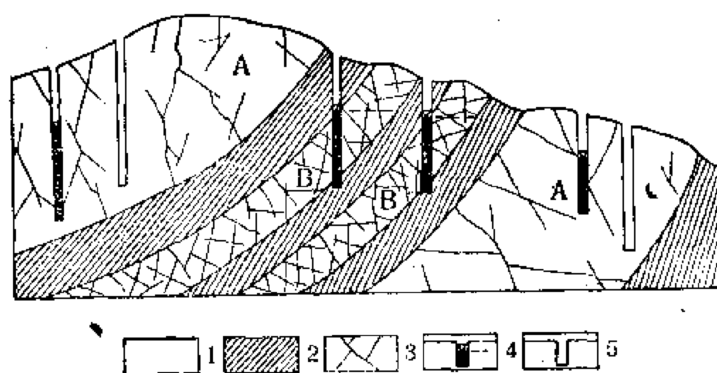


图8-4　夹于塑性岩层中的脆性岩层裂隙发育受层厚的控制
1—脆性岩层；2—塑性岩层；3—张开裂隙；4—井及地下水位；5—无水干井；A—脉状裂隙水；B—层状裂隙水

随着深度加大，围压增加，地温上升，岩石的塑性加强，易于发生流变剪断，而裂隙张开性变差。因此，裂隙岩层的透水性通常随深度增大而减弱。

二、裂隙含水系统

由于岩性变化和构造应力分布的不均匀，通常很难在整个岩层中形成分布均匀、相互连通的张开裂隙系统。夹于塑性岩层中的薄层脆性岩石，由于变形时应力分布均匀、整个岩层中形成密集均匀的张裂隙，构成具有统一水力联系的层状裂隙含水系统。在其中打井，几乎到处可以取到水，井的出水量比较接近，相邻井孔水位渐变，水质与动态比较一致。这时，所赋存的是层状构造裂隙水。

通常，同一岩层的不同部位，岩性与应力分布不均匀，裂隙密度与张开性也有差别。在应力集中或岩性有利的部位，张开裂隙相互连通，构成裂隙含水系统。同一岩层中可包含若干个裂隙含水系统。各个系统内部，具有统一水力联系，水位受该系统最低出露点的控制。各个系统之间缺乏水力联系，水位各不相同（图8—1）。裂隙含水系统的水量大小，取决于其规模。规模大的系统贮容能力大，补给范围广，水量丰富，泉的流量动态比较稳定，此类裂隙含水系统可作为较好的供水水源，对采矿则造成较大威胁。规模小的系统贮容与补给能力小，泉流量小而不稳定，被井孔或坑道揭露时，初期水压较高，水量较大，随着时间延续，水位与水量便迅速下降。

裂隙含水系统，实际上多由不同级次的裂隙组合而成，层状岩石一般可出现以下各级裂隙：（1）大裂隙，多为纵张裂隙或横张裂隙，间距为数十或数百米，宽度较大，可穿切多个层次。（2）层面裂隙，褶皱轴部，尤其是背斜轴的岩层，由于伸张而沿层面脱开形成层面张裂隙，两翼岩层沿层面滑动形成层面扭裂隙；不平整的层面经过滑动，凸出部分密接承力，其余部分在广大范围内张开连通（图8—5）。（3）小裂隙：延伸主要限于某一岩性层

次的各个裂隙组。

各级裂隙并不当然地构成统一含水网络。在应力集中的部位，不但大裂隙发育，层面裂隙也因强烈滑动而扩张，并带动层面之间的剪切裂隙扭张，不同级次的裂隙普遍扩容，连通，便在一定范围内构成含水裂隙网络，如同由毛渠到干渠的各线渠道连成的一个渠系。

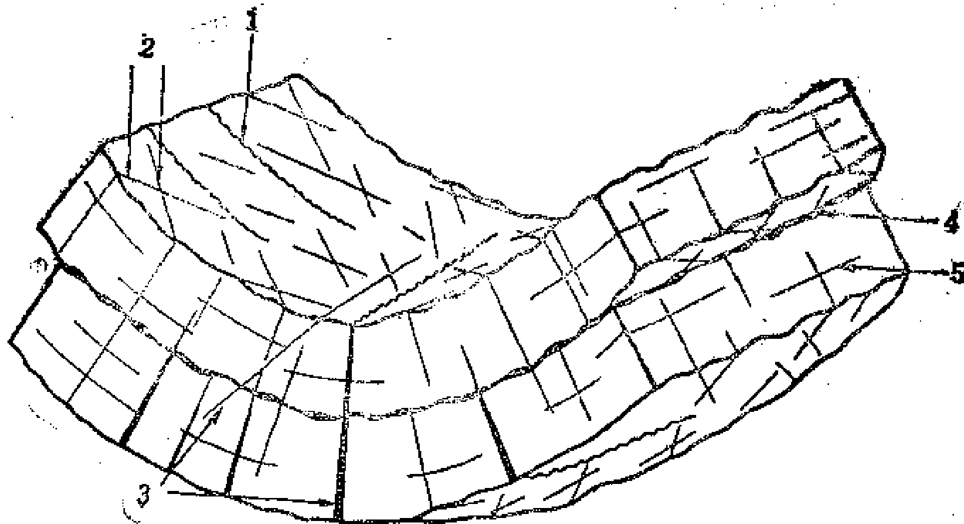


图8-5　层状岩石构造裂隙示意图

1—横裂隙；2—斜裂隙；3—纵裂隙；4—层面裂隙；5—顺层裂隙

钻孔或坑道揭露此含水裂隙网络的主干裂隙，就像在干渠中取水一般，通过延伸广阔，连通良好的层面裂隙（次级渠道），广大范围内小裂隙（末级渠道）中的水，汇集于主干裂隙，从而出现相当大的水量。如果存在更高级次的导水裂隙（如各级断层），将若干个主干裂隙串通，则可形成更大规模的含水裂隙网络，汇集更多的水量。钻孔或坑道如未揭露系统中的主干裂隙，由于次一级裂隙的集水能力有限，水量便将小得多。只揭露小裂隙，便基本无水。在同一裂隙岩层中打井或开挖坑道时，水量之所以相差悬殊，就是因为：一个裂隙含水系统本身是不同级次裂隙的集合体，而同一岩层中可能包含着若干个规模不同的互不联系的裂隙含水系统。

有时，岩层中可能存在大量微细裂隙或孔隙，导水能力差而储水空间大的细小空隙，跟储水能力有限而导水能力强的较大裂隙相结合，构成多级次裂隙—孔隙含水系统，可以提供持续而稳定的水量。

北京西山侏罗纪变玄武岩*是门头沟煤系的底板。多年来在该层中掘进时，仅出现少量涌水，一直被看作相对隔水层或弱含水层。1978年5月，城子煤矿开拓-250m水平南石门时，揭露了8条不大的破碎带，涌水量出人意料地高达0.64m³/s(水压为27×10⁵Pa)。经地面及井下调查确定，涌水点位于本区次一级倒转向斜的轴部。此处应力集中，裂隙普遍扩容，坑道揭露的破碎带，依次贯通层面裂隙，各组构造裂隙及细小的成岩裂隙，逐级汇流广大范围内含水裂隙系统中的水，故而造成相当大的坑道涌水。

三、构造裂隙水的某些其它特点

发育构造裂隙的岩层，透水性常显示各相异性。某些方向上的裂隙张开性好，另一些

* 经过强烈蚀变的古相玄武岩，原称辉绿岩。

方向上的裂隙张开性差，甚至闭合，例如，在官水库厅一带的的震旦纪雾迷山灰岩中进行群孔抽水试验时，发现不同方向上渗透系数相差很大，有的小于3m／d，有的却大于69m／d。显然，在各向异性的裂隙岩层中开挖时，穿切某一组开扩而密集的裂隙的坑道，涌水量将比平行该组裂隙的坑道大得多。因此，仅仅用裂隙率或平均渗透系数描述裂隙岩层的透水性，往往不足以说明问题。

构造裂隙水可以是潜水，也可以是承压水。然而，即使是构造裂隙潜水，只要不是裂隙发育十分密集均匀，往往显示局部的承压性。如图8—1所示，井孔揭露含水裂隙时，水位将上升到一定高度，有时井孔还可自喷。

构造裂隙水是在位置与方向均受到限制的空间上运动的，因此其局部流向往往与整体流向不一致，迂回绕行，有时甚至与整体流向正好相反（图8—6b）。在平面及剖面上，局部流向多不垂直于等水头线（图8—6a），与孔隙水的流动明显不同（图8—6c，d）。从图8—6还可看出，剖面上的裂隙水水位及平面上裂隙水等水位线，除了若干点以外，都是虚拟的，岩层中张开裂隙愈是稀疏，分布愈不均匀，这一特点就愈明显。

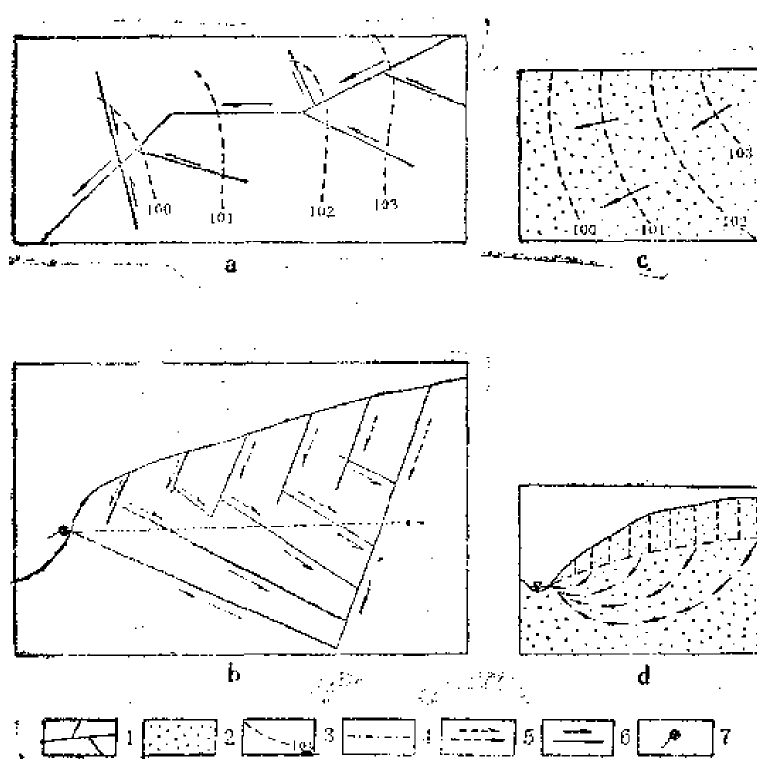


图8—6　裂隙水运动特征

a—裂隙水流动平面图；b—裂隙水流动剖面图；c—孔隙水流动平面图；d—孔隙水流动剖面图；1—裂隙；2—砂；3—等水位线，数字为标高（m）；4—剖面图中地下水位；5—包气带水流方向；6—饱水带水流方向；7—泉

四、断层带的水文地质意义

断层带是应力集中释放造成的破裂形变，大的断层延伸数十至数百公里，断层带宽达数百米，穿切不同岩层，常构成有特殊意义的水文地质体。

断层破碎带的导水性，取决于两盘岩性及断层力学性质。发育于脆性岩层中的张性断

裂，中心部分多为疏松多孔的构造角砾岩，两侧一定范围内则为张开度及裂隙率都增大的裂隙增强带，常具良好的导水能力。发育于含泥质较多的塑性岩层中的张性断裂，构造岩夹有大量泥质，两侧的裂隙增强也不如脆性岩层中明显，往往导水不良甚至隔水。压性断裂的破坏程度最大；在塑性岩层中，中心部分为致密不透水的糜棱岩、断层泥等，两侧多发育张开性差的扭节理，通常是隔水的。在脆性岩层中，压性断裂中心部分的构造岩细碎紧密，透水性很差；但断层面两侧多发育开张性较好的扭张裂隙，成为导水带。尤其当断层面比较平缓时，上盘的扭张裂隙更为发育，导水性好。扭性断裂的导水性介乎张性断裂与压性断裂之间。

同一条断层，由于两盘岩性以及力学性质的变化，不同部位的导水性可以很不相同；例如，浅部两盘都是脆性岩层，断层导水；深部两盘为塑性岩层，就变成隔水的了。此外，原来导水的断层带可因后期的胶结作用而降低导水性，也可由于后期的溶滤作用而增强导水性。因此，对于断层的导水性应结合实际资料具体分析。

导水断层带是有特殊水文地质意义的水文地质体，它可以起到贮水空间、集水廊道与水通道的作用。当围岩本身裂隙不发育而仅断层带局部破碎时（如细、粉砂岩），断层角砾岩（空隙度可达百分之几十）及裂隙增强带（裂隙率可较围岩大1～2个数量级，达到百分之几到十几），构成局部的带状贮水空间，钻孔或坑道揭露此类断层时，初期涌水量及水压可能较大，但迅即衰减，以至乾涸。

发育于透水围岩中的导水断层，不仅是贮水空间，还兼具集水廊道的功能。钻孔或坑道揭露断层带的某一部位时，水位下降迅速波及导水畅通的整个断层带，形成延展相当长的水位低槽，断层带就像集水廊道似的，汇集广大范围围岩裂隙中的水，因此，涌水量较大且稳定。

导水断层沟通若干个含水层或（及）地表水体时，断层带兼具贮水空间、集水廊道与导水通道的功能。钻孔或坑道揭露此类断层时断层带将各个水源的巨大贮存水量，源源不断地导入，涌水量极大且长期保持稳定。1935年3月，山东淄博煤田开采石炭纪煤层的坑道揭露大断层，下伏奥陶纪灰岩中丰富的岩溶水，迅速涌入，淹没全矿。远在20km以外的岩溶大泉也因其补给水转入矿坑而断流。

当断层的断距较大且断层带隔水时，原有统一的含水层错位，切割成互相隔离的块段。由于这种含水块体与外界的水力联系减弱，故有利于矿井排水而不利于供水，在地下水位深埋的缺水山区，由于断层阻水可使地下水局部滞流汇集，而有利于山区找水。

第九章 岩 溶 水

水（主要是地下水）对可溶岩石进行化学溶解，并伴随以冲蚀作用及重力崩坍，在地下形成大小不等的空洞，在地表造成各种独特的地貌现象以及特殊的水文现象，上述作用及由此产生的各种现象，称为岩溶（喀斯特）。

赋存并运移于岩溶化岩层中的水称作岩溶水（喀斯特水）。岩溶水不断改造着自己的赋存与运动的环境，通过差异性溶蚀作用，力求使可溶岩中原有的空隙“管道化”，将尽可能大范围内的水汇集成为一个完整的地下河系。

岩溶化岩层的“管道化”与岩溶水的“水系化”，使岩溶水在某种程度上带有地表水的特点，空间分布极不均一，时间上变化强烈，流动迅速，排泄集中。

水量丰富的岩溶含水系统，是理想的大型供水水源。岩溶区的奇峰异洞与大泉，是宝贵的旅游资源。水量大且分布极不均匀的岩溶水，往往构成采矿的巨大威胁。易于发生渗漏的岩溶化岩层，则给修建水利工程带来复杂的问题。我国可溶岩分布约占全国面积的三分之一，岩溶及岩溶水的研究，具有很大的实际意义。

第一节 岩溶发育的基本条件与影响因素

苏联学者索科洛夫（Д・С・Соколов）提出，岩溶发育必须具备下列四个基本条件：可溶岩层的存在，可溶岩必须是透水的，具有侵蚀能力的水及水是流动的。

可溶性岩层是发生溶蚀作用的必要前提，它必须具有一定透水性，使水能进入岩层内部进行溶蚀。纯水对钙、镁碳酸盐的溶解能力很弱，含有CO_2及其它酸类时，侵蚀能力才显著提高。具有侵蚀能力的水在碳酸盐岩中停滞而不交替，很快成为饱和溶液而丧失其侵蚀性，因此水的流动是保持溶蚀作用持续进行的必要条件。

一、碳酸盐岩的成分与结构

卤化物岩（岩盐、钾盐、镁盐），硫酸盐岩（石膏等）及碳酸盐岩（石灰岩、白云岩、大理岩等）都是可溶岩。我们在此仅对分布最广最有实际意义的碳酸盐岩进行讨论。

碳酸盐岩的成分与结构都影响其溶蚀强度。碳酸盐岩由不同比例的方解石和白云石组成，并含有泥质、硅质等杂质。实验表明，纯方解石的溶解速度约为纯白云石的两倍，故纯灰岩的岩溶最为发育，白云岩次之，硅质与泥质灰岩最难溶蚀。

近年的研究表明，大部分碳酸盐岩并非深水环境的生物化学沉积，而是浅海沉积，其沉积模式与碎屑岩相似。碳酸盐岩通常包含以下组分：粒度相当于粉粒到砾的粒屑，粒度细小的泥晶（直径一般小于0.04mm的碳酸盐软泥），以及以化学沉淀方式充填于颗粒之间的方解石亮晶。因此，碳酸盐岩中存在着各类孔隙，这些孔隙影响其溶蚀强度。

结构不同的碳酸盐岩，以生物礁岩最易溶蚀，它主要由生物碎屑组成，孔隙大且多。泥晶粒屑碳酸盐岩及泥晶碳酸盐岩次之。亮晶碳酸盐岩，尤其是经过重结晶作用的亮晶碳酸盐岩，孔隙度小，最不易溶蚀。经受白云岩化的白云质灰岩、灰质白云岩等，虽然增加了

较难溶的白云石，但是，由于方解石白云岩化后体积变小，孔隙度增大，有利于发育分布均匀的溶蚀小孔，多形成岩溶中等发育的均一含水层。

二、岩石透水性

碳酸盐岩的初始透水性取决于它的原生孔隙与次生裂隙。通常其原生孔隙度可达百分之几，但是孔隙通常细小，连通不好，对透水性起的作用不如裂隙大。碳酸盐岩的初始透水性主要取决于构造裂隙的发育程度。

厚层质纯的灰岩，构造裂隙发育很不均匀，各部分初始透水性差别很大，溶蚀作用集中于水易于进入与流动的裂隙发育部位，这是其岩溶发育极不均匀的一个重要原因。

薄层的碳酸盐岩，通常裂隙发育比较均匀，连通性好的层面裂隙尤其发育。由于其层厚限制了水的流动，且一般含杂质较多，故岩溶发育比较均匀而不强烈，主要表现为溶蚀裂隙。

泥质灰岩的构造裂隙张开性差，不溶的泥质充填裂隙会阻碍水的循环流动，它的透水性与岩性成分，都不利于溶蚀作用。

总之，可溶岩经受构造变动并发育构造裂隙，是岩溶发育的一个必要条件。

三、碳酸盐的溶解过程与水的侵蚀能力

近年来的研究表明，碳酸盐的溶解是涉及气、液、固三相体系化学平衡的复杂过程。现以碳酸钙为例加以说明。

纯水中碳酸钙的溶解反应如下：



$$CaCO_3 \rightleftharpoons Ca^{2+} + CO_3^{2-} \qquad (9-1)$$

产生的CO_3^{2-}与水发生下列反应：



$$CO_3^{2-} + H_2O \rightleftharpoons HCO_3^- + OH^- \qquad (9-2)$$

碳酸钙在纯水中溶解度很低，温度为25℃时的溶解度仅为14.2mg/L，但当水中溶有CO_2时，碳酸钙的溶解度大为增加。这是由于下列反应：



$$CO_{2(水)} + H_2O \rightleftharpoons H_2CO_3 \rightleftharpoons H^+ + HCO_3^- \qquad (9-3)$$

式中碳酸离解产生的H^+，会使（9—2）式右侧OH^-浓度降低，从而使反应式向右方进行，并带动（9—1）式反应向右进行，从而使更多的碳酸钙溶解，即：



$$CO_3^{2-} + H^+ \rightleftharpoons HCO_3^- \qquad (9-4)$$

实际上，空气中的CO_2与溶入水中的CO_2间，又存在一定平衡关系，即：



$$CO_{2(空)} \rightleftharpoons CO_{2(水)} \qquad (9-5)$$

作用过程中，当溶于水中的CO_2减少时，便吸收空气中的CO_2以保持平衡。同样，溶于水中的CO_2与水化合为H_2CO_3，以及H_2CO_3的离解，也保持如（9—3）式所示的平衡关系。

在上述作用过程中，随着水中CO_3^{2-}及HCO_3^-增加，H^+离子减少，反应（9—1）、（9—2）、（9—3）、（9—4）向右进行逐渐减弱。当包括空气中的CO_2，岩石中的$CaCO_3$，以及水中有关离子在内的整个体系达到新的平衡时，碳酸钙的溶解停止。

从以上讨论可知，水对碳酸盐岩的溶蚀能力，主要取决于其所含的CO_2。关于水中CO_2的来源，过去一直认为主要是降水从大气中吸收得来，其实这是误解。大气中CO_2的

正常含量仅占大气总体积的0.03%，也就是说，大气中二氧化碳的分压P_{CO_2} = 0.0003。據此计算，在正常温压下，1升水中只能溶有不超过1mg的CO_2。CO_2主要来源于土壤空气（此中通常P_{CO_2} = 0.01～0.02，最大可大达0.1），土壤中的微生物分解有机质产生了大量的CO_2，降水通过土壤下渗时溶解CO_2而使地下水显著增加其侵蚀能力。

除了水中溶解CO_2生成的碳酸，其它酸类同样解离H^+而提高水中碳酸钙的溶解度。天然条件下，对提高水的侵蚀性有意义的是植被腐植质产生的有机酸，以及硫化物氧化生成的硫酸。因此，当碳酸盐岩附近存在金属硫化物矿氧化带及含黄铁矿的煤系地层时，岩溶往往格外发育。

具有侵蚀性的水，随着对碳酸盐岩的溶蚀作用的进行，侵蚀能力降低，到了地层深处，按说不可能再具有什么侵蚀性了。然而，伯格利（Bögli）发现，地下水面以下相当深处，岩溶仍然发育；他认为，这是混合溶蚀效应*（mixing corrosion effect）的结果。所谓混合溶蚀效应，是指两种或两种以上已经丧失其侵蚀性的饱和溶液，在岩层中混合，重新变成不饱和溶液，从而对碳酸盐岩进行新的溶蚀。实际上，两种非饱和溶液的混合，往往也使水的侵蚀性增长。因此，凡是碳酸盐岩层中有利于不同成分的水混合的部位（如潜水面、汇水的宽大裂隙与管道），岩溶格外发育。

促进深部岩溶发育的另一种效应是次生溶蚀效应（secondary corrosion effect）。含有大量CO_2的土壤空气，以气泡形式被裹留于下渗降水中，由于浅部压力低，部份CO_2未能溶入水中，深部水压增加，气泡中的CO_2溶解于水而增强火的侵蚀性。目前认为，混合溶蚀效应与次生溶蚀效应是深部岩溶得以发育的主要原因。

四、地下水径流强度

岩溶发育的一个绝对必要的条件是水的流动。在水流停滞的条件下，随着CO_2不断消耗，达到化学平衡状态，水成为饱和溶液而完全丧失其侵蚀能力，溶蚀作用便告终止。只有当地下水不断流动，富含CO_2的渗入水不断补充更新，水才能经常保持侵蚀性，溶蚀作用才能持续进行。

由此可以得出一个非常重要的结论：地下水的径流条件是控制岩溶发育最活跃最关键的因素。地下径流愈强烈，地下水的侵蚀性愈强，通过的水量愈多，水流溶解带走的$CaCO_3$也愈多，在可溶岩中留下的空洞的总体积就愈大。从这个意义上说，可溶岩中的溶洞乃是水流的"化石印模"，它保存着地质历史时期地下水径流方向、强度以至持续时间的信息。换个角度说，为了掌握岩溶发育及岩溶水分布规律，我们必须致力于恢复现代及地质历史时期可溶岩层中的水动力场。在这方面，流网分析是十分有效的工具。

五、岩溶发育的影响因素分析

从大范围来说，气候是影响岩溶发育的一个重要因素。气候湿热的我国南方，岩溶远较干燥寒冷的北方发育。据统计，广西中部的溶蚀率为0.12～0.3mm／a，而河北西北部仅为0.02～0.03mm／a，两者相差达6～10倍。湿热气候下植被发育，土壤层生物化学作用强烈，水中富含碳酸及有机酸，又有丰沛的降水，大量富有侵蚀性的水，提供了强大的溶蚀营力。

---

*关于混合溶蚀效应的机理可参见参考文献〔48〕及〔49〕；在此不再详述。

在一定的气候背景之上，各种自然地理及地质因素主要通过影响地下水的径流而控制岩溶发育。

当地质构造与地貌的配合有利于汇集大量降水补给碳酸盐岩块并有地下水排泄去路时，地下径流强烈，岩溶也就发育，封闭的或半封闭的地质构造，地下径流微弱，岩溶也很难发育。地形决定着补给与排泄区的位置，通过控制地下径流的方向，影响岩溶管道乃至地下河系的发育方向。

褶皱轴部，断层带往往是岩溶集中发育的地段，地下河通常沿着这些透水性良好，流线密集的部位发育。广西地苏地下河系的主干即沿向斜轴分布，其支流显然是沿着横张裂隙发育的（参见图9—4）。

在可溶岩与下伏隔水层的接触面上，往往集中发育成层的溶洞，这是水流下方受阻，流线密集于接触界面上所致（图9—1）。

前已述及，地下径流强度可用渗透流速V表征，而后者是渗透系数K与水力梯度I的乘积。因此，在预测一个地区的岩溶发育规律时，可分析不同部位的初始透水性，以及控制水力梯度的势场分布。在此基础上绘出示意性流网，根据地下径流强度，推断岩溶的空间分布特征。

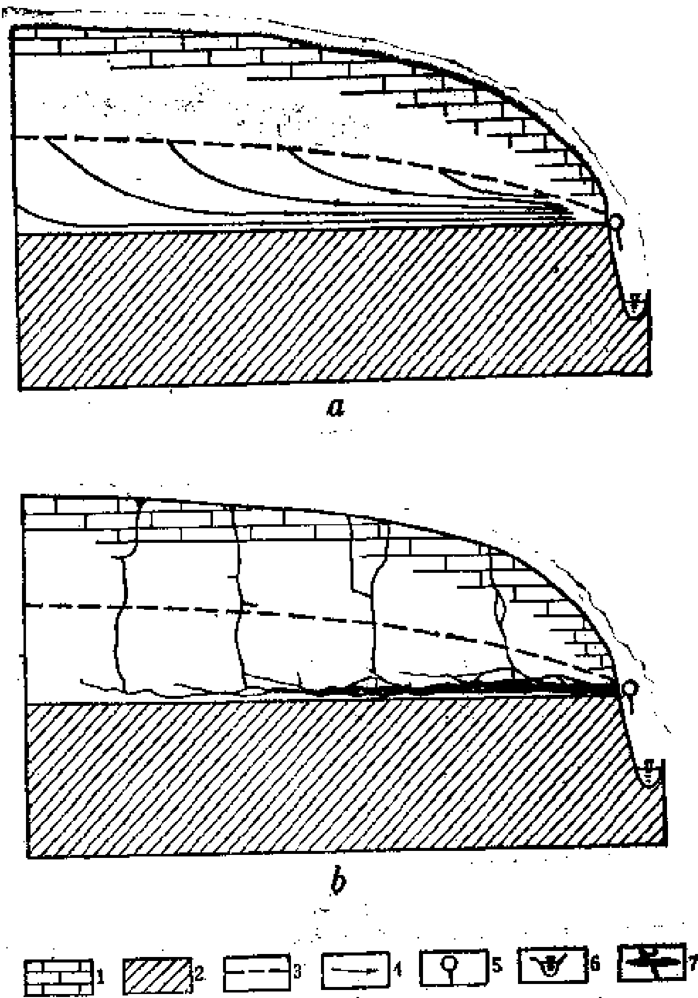


图9—1　碳酸盐岩与下伏隔水层界面上岩溶发育示意图
a—流线示意分布；b—岩溶示意分布；1—石灰岩；2—隔水层；3—地下水位；4—流线；5—泉；6—河流（局部侵蚀基准面）；7—溶蚀管道及裂隙

第二节　差异溶蚀与地下河系化

岩溶水具有一系列独特的性质（水量大而分布不均，时间上变化大，流动迅速，排泄集中），这与可溶岩的差异性溶蚀作用以及由此决定的地下河系化有关。

岩溶发育之前，可溶岩中分布着张开性与密度不等的构造裂隙，具有侵蚀性的水在裂

隙中流动，溶解隙壁上的固相$CaCO_3$，使裂隙逐渐扩大。细小的裂隙阻力大，水流缓慢，不易溶蚀扩宽。宽大的汇水裂隙水流畅通，溶蚀扩宽迅速，反过来又促使水流更加迅速，为宽大裂隙的进一步扩宽创造条件，最终发展成为溶蚀管道(图9—2)。

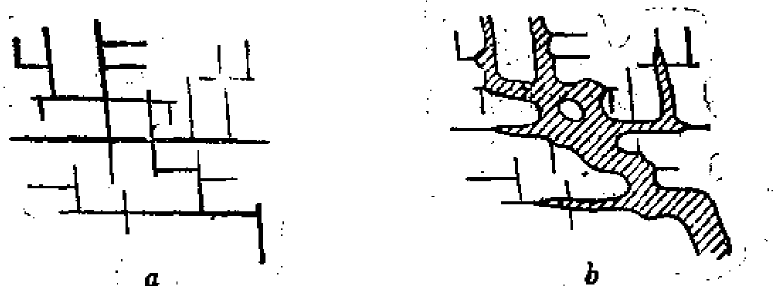


图9-2　可溶岩中的裂隙系统经溶蚀作用改造示意图

a—溶蚀前；b—溶蚀后

初始渗透性的差异，决定了水流条件的差异，造成差异性溶蚀，差异性溶蚀又进而加强了渗透性的差异，为进一步的差异性溶蚀创造条件。当宽大的裂隙改造成为一定规模的溶蚀管道以后，水流由层流转为紊流，以其所携带的泥沙冲蚀扩大通道。溶蚀管道扩大成为洞穴后，便将发生重力崩塌，进一步扩大规模。在水流的长期改造下，可溶岩中空隙的比例明显增加，空隙尺寸变大，大小空隙的尺寸十分悬殊，既有小于1 mm的孔隙与裂隙，也有直径数十米的巨型洞穴）。渗透性良好且极不均匀，是强烈岩溶化含水岩层的特点，岩溶水的一系列独特性质，均与此有关。

可溶岩中原先可能存在着若干个裂隙含水系统，差异性溶蚀使原先规模较大、导水能力较强的裂隙系统，优先扩展成为溶蚀裂隙管道系统，构成可溶岩含水层中的低势区。低势区一旦形成，便吸引相邻裂隙含水系统的水流，扩展其间的联系通道，逐步将其并吞，改造为地下河系。同一碳酸盐岩块中的若干个地下河系，在岩溶发育过程中，相互袭夺并吞，最终形成具有统一出口的大规模地下河系。由于地下河具有较低势能，发展到一定阶段，还可袭夺合并地表河流。这跟地表水系力求扩展其流域范围的情况十分相似。

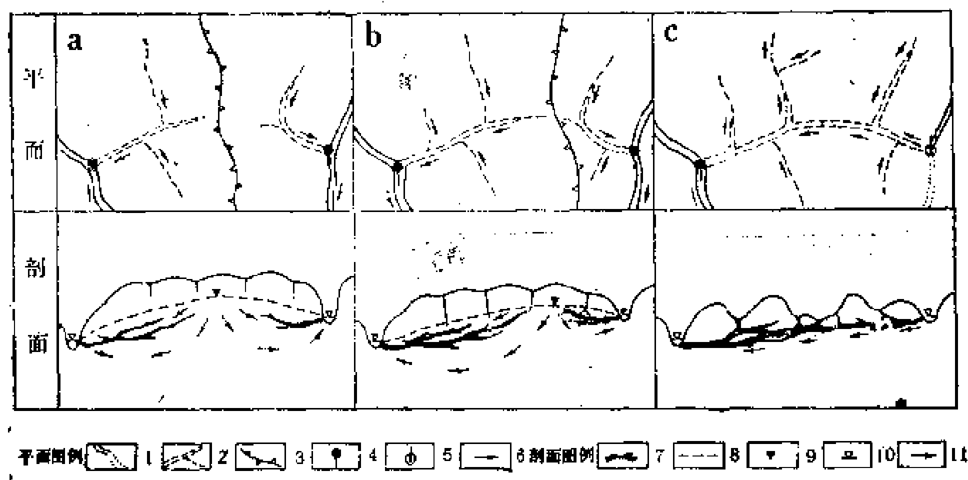


图9-3　地下暗河袭夺示意图（参考广西水文工程地质队柱找水组绘）

1—有水河床及干河床；2—地下河；3—地下水分水岭；4—泉；5—河水转入地下河；6—河水及地下河流向；7—溶洞；8—地下水位；9—地下分水岭；10—河水位；11—地下水流向

图9—3表示了地下河的袭夺过程。初期，泄入甲、乙两河的地下水系之间存在着地下

分水岭（图9—3a）。由于泄入甲河的地下水系排泄基准比乙河低，地下径流较强，溯源溶蚀较为迅速，吸引较多的水流，使分水岭逐渐向乙河方向推移（图9—3b）。随着泄入甲河的地下水系流域不断扩大，流量增加，溶蚀能力加强可溶岩中通道进一步扩大，透水性变好，地下分水岭加速偏移；当其主干溶蚀通道扩展到乙河河边时，两个地下河系合二为一；乙河河水转入地下，乙河的地表流域也成为合并了的地下河系流域的组成部分（图9—3c）。

我国南方的碳酸盐岩分布区，常发育规模可观的地下河系。例如广西都安地苏地下河系（图9—4）便由一条主流十一条支流组成。支流呈不对称的树枝状分布，汇水面积达1000km²，总出口在红水河边，枯水期最小流量为4 m³/s，洪水期最大流量为390m³/s。

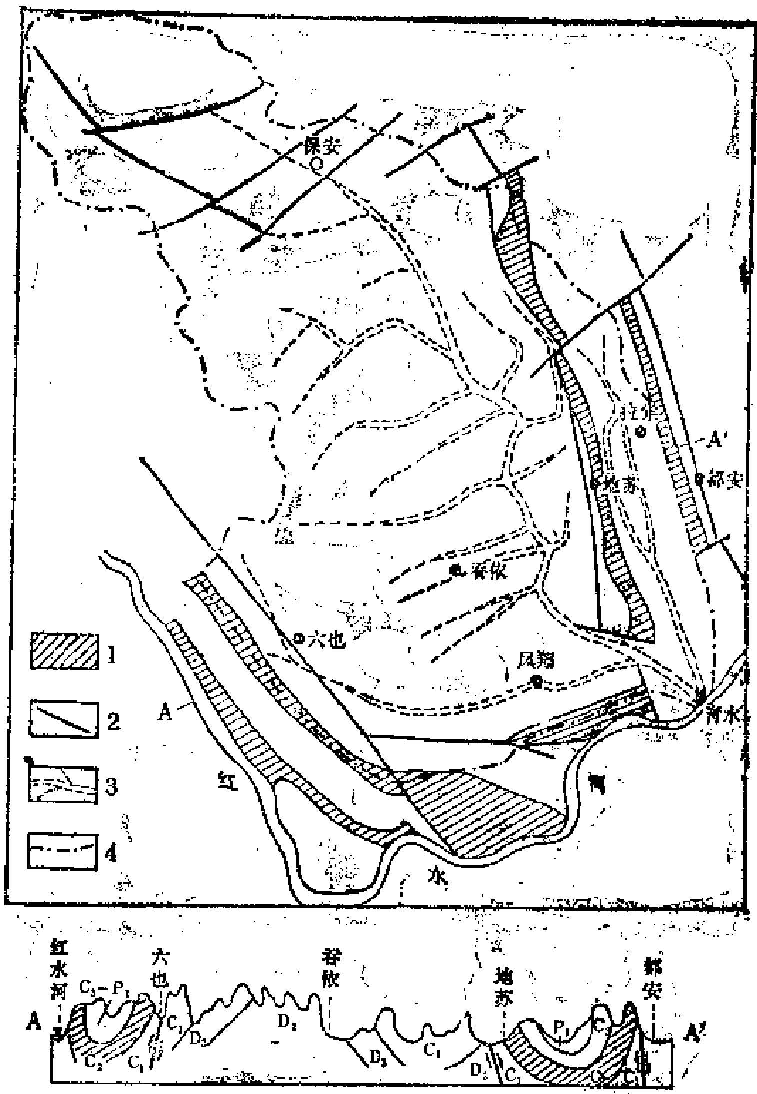


图9-4 广西地苏地下河系略图
（据广西水文工程地质队）
1—相对隔水层；2—断层；3—地下暗河；4—地下河系分水岭界线（平面图分水岭界线内，未标者均为石灰岩及白云岩；剖面图中，除C外均为石灰岩及白云岩）

岩溶发育过程中，可溶岩含水介质得到改造：空隙扩大，导水能力增强；差异性溶蚀使原来不均匀的裂隙系统变成更不均匀的裂隙管道系统；相对独立的裂隙含水系统联合成为范围广大的统一的岩溶含水系统；力求将尽可能大范围内的地下水汇合起来并集中排泄，就是岩溶水的演变趋势。

我国北方同样存在着汇水面积达数千平方公里的岩溶含水系统，但是并没有发现形态完整的地下河系。

第二节 岩溶发育与岩溶水的分带性

岩溶发育以水的流动为前提。厚层裸露碳酸盐岩块的岩溶发育，在很大程度上受到局部侵蚀基准面的控制，而显示垂直与水平分带性。

地下水排入地表水，流线是由潜水面出发指向局部侵蚀基准面的（图9—5a）。河谷地带的浅部地下水循环途径短，径流集中，岩溶最易发育，首先形成近于水平的溶洞（图9—5b）。水平溶洞成为吸引地下水流线的强渗透带，不断溯源伸展。潜水面与局部侵蚀基准面之间的水流积极循环带，岩溶最为发育。由此向下，随着水循环途径加长，径流减弱，岩溶发育减弱。一定深度以下，进入区域地下水流动系统，地下水流向区域性侵蚀基准面，循环途径漫长，径流迟缓，岩溶发育一般就很微弱了。

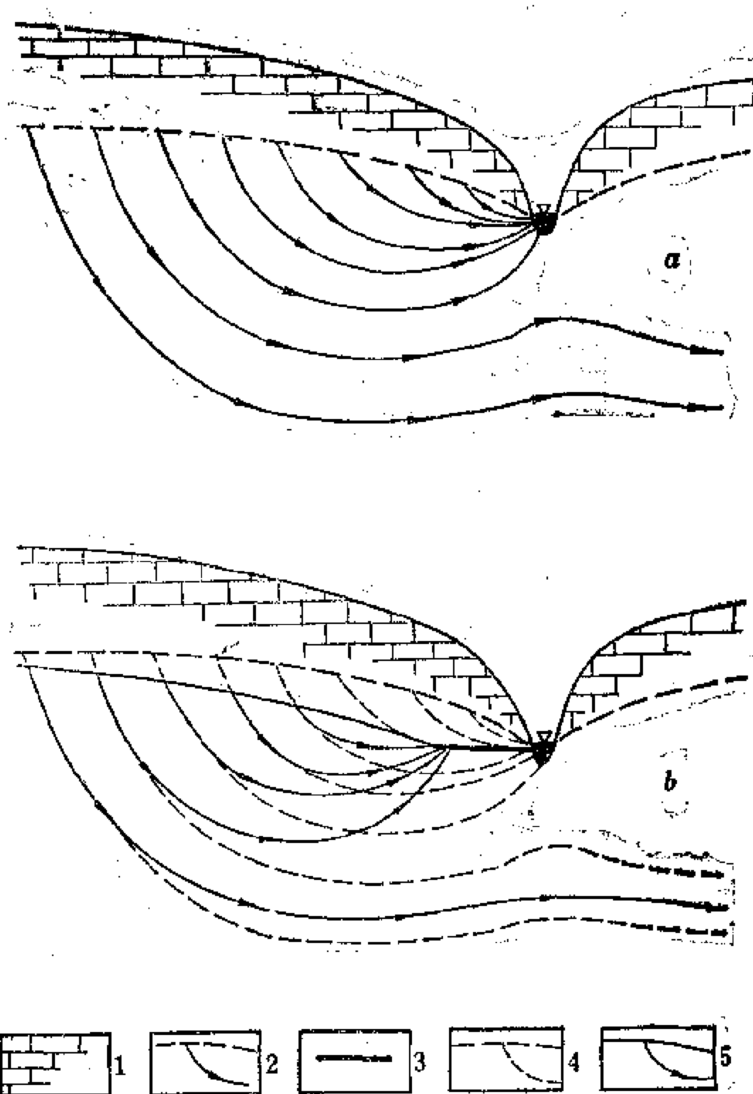


图9—5　裸露碳酸盐岩块中地下水流及岩溶发育示意图
（据Rhoades等修改补充）
1—石灰岩；2—初始地下水面及流线（a图）；3—水平溶洞（b图），4—初始地下水面及流线（b图）；5—改变了地下水面及流线（b图）

同样的，在水平方向上，由地下河系的边界到排泄口，水流由分散到集中，岩溶发育也随之加强。

以上说的是地壳相对稳定，侵蚀基准面比较固定的情况。如果地壳运动表现为多阶段的稳定与上升交替出现，则可出现若干层水平溶洞，其高程与各级河谷阶地相适应。如果地壳不断上升，侵蚀基准面不断下移，那末，由于水流积极循环带位置经常变动，就看不到集中的岩溶发育带了。

当可溶岩的隔水底板高于局部侵蚀基准面时，地下水流便不受侵蚀基准面而受隔水底板的控制（图9—1）

上部受隔水岩层覆盖的碳酸盐岩层，地下水的补给、排泄及径流均受地质构造的限制，只能在可溶岩裸露区或导水断层通向地表的部位接受补给与进行排泄，流线由补给区指向排泄区，并受隔水顶底板的限制。此时，受径流条件的限制，岩溶发育程度不如裸露岩块，但是发育程度却有可能相当大。从图9—6可看出，在径流条件控制下，含水层a岩溶最发育，b次之，c则仅在浅部发育。

有时，在远低于现代局部侵蚀基准面以下的深处也能见到相当发育的岩溶，这可分为

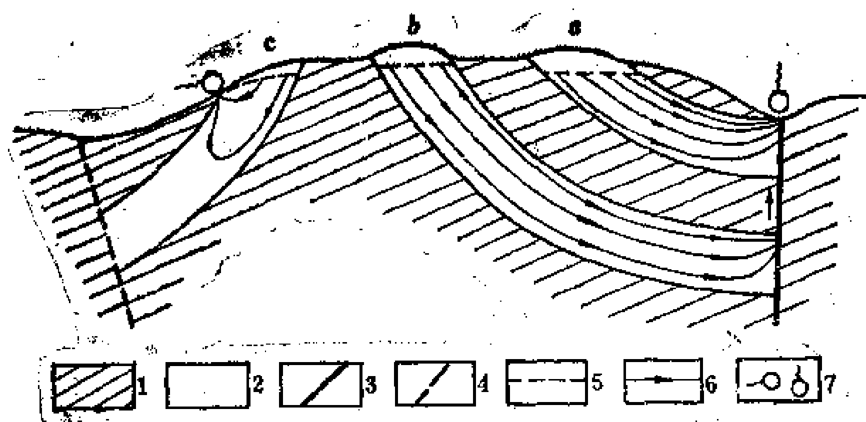


图9—6 覆盖型岩溶发育条件示意图

1—非可溶岩隔水层；2—石灰岩；3—导水断层；4—不导水断层；5—潜水面；6—流线；7—泉

两种情况；一种是现代发育的深饱水带（deep phreatic）岩溶。由于深循环带有可能发生次生溶蚀效应与混合溶蚀效应，在某些有利条件下（如断层带、强裂隙发育带），径流仍可达到一定强度而发育岩溶。另一种情况是古岩溶，例如，钻探曾发现，河北任丘地下三、四公里处震旦纪雾迷山灰岩溶蚀现象相当发育。在现代水循环条件下，这一深度上发育岩溶是不可能的。这类岩溶是地质历史上某一时期，可溶岩层出露于地面时，在当时的侵蚀基准面控制下，地下水流动形成的古岩溶，随后由于地壳沉降而埋没于深处。古岩溶的发育，除了可溶岩必须在某一时期暴露地表外，还必须在沉降前经受造山运动；这样，才能具备水进入岩层溶蚀的必要前提——发育构造裂隙。我国北方中奥陶纪灰岩与上覆中石炭纪煤系为平行不整合接触，其间仅有造陆运动而无造山运动。所以，北方中奥陶纪灰岩的古岩溶，仅限于靠近顶部的古风化壳部分。

研究古岩溶对于防治矿坑充水，分析水库渗漏，开发油气藏以及寻找某些矿床，都有很大的实际意义。分析古岩溶发育规律的关键是回溯地质历史时期古地下水的流动循环条件。

第四节 岩溶水的特征

一、岩溶含水介质的特征

岩溶水的某些奇特现象使人迷惑不解。岩溶水只在孤立的管道中流动，而不存在统一地下水位的观点，曾经长期统治着水文地质界。大体在三、四十年前，随着资料的累积与研究的深入，愈来愈多的人开始怀疑这种看法。他们发现，尽管岩溶水在局部上联系很差，在大范围上却具有统一的水力联系。由此认识到，岩溶水在总体上并非孤立的管道流，而是裂隙——管道水流系统。由于大泉都从溶洞流出，钻孔与坑道只是在揭露溶洞时才有比较可观的水量。因此，人们一直认为，溶洞是含水介质的主要部分，管道流是岩溶水的主要存在形式。近年来对岩溶泉动态的深入研究，人们才惊奇地发现，较大的洞溶只占含水空间的百分之几到百分之十几，比较微细的裂隙与孔隙才是主要的含水空间。

岩溶含水介质是多级次的空隙系统，在最典型的情况下，包含下列尺寸不等的空隙：

（1）岩溶管道，通常直径数十厘米到数米，其中还可能包括体积十分巨大的溶洞。（2）各级构造裂隙，宽大者溶蚀显著，细小者溶蚀微弱。（3）成岩过程中形成的各种原生孔隙与缝隙，包括粒间孔隙，生物体腔孔，干缩缝，晶间孔隙；潮湿环境下形成的碳酸盐岩，在成岩过程中与淡水接触，还可发育各种溶蚀孔道。（4）充填溶洞的松散沉积物的空隙。

上述成因与尺寸不等的空隙，按一定序次组合，构成宏观上具有统一水力联系的岩溶含水介质（图9—7）。广泛分布的细小的孔缝，渗透性差而总容积相当大，是主要的贮水空间；大的岩溶管道及开阔的溶蚀裂隙，主要起着导水通道的作用；尺寸介乎上两者之间的不同级次裂隙构成的网络，兼具贮水空间与导水通道的作用。联系着主要导水通道与主要贮水空间。钻孔或坑道揭露主要导水通道时，广大范围贮水空间中的水，通过贮水-导水网络逐级汇集，水量极大；只揭露少数宽度不大的裂隙时，汇集水量有限。打在导水通道与裂隙网络之外的钻孔与坑道，由于细小孔缝导水性差，往往乾涸无水。由此可见，岩溶水的宏观统一水力联系和局部水力联系不好，水量分布的极不均匀等特点，是岩溶含水介质的极度不均质性及多级次性决定的。

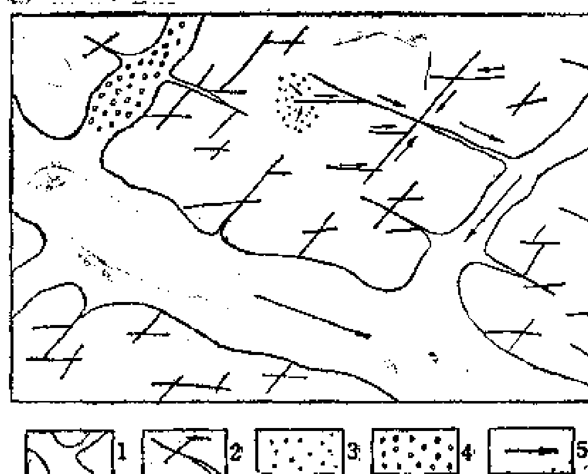


图9—7　溶含水介质示意图

1—岩溶管道；2—裂隙；3—原生孔隙；4—包含粒间孔隙的洞穴堆积物；5—水流方向（箭头长度代表水流大小）

二、岩溶水的运动特征

在尺寸大小悬殊的空隙中流动的岩溶水，运动状况相当复杂。裂隙网络与较小的溶蚀管道中的水作层流运动。巨大的干流通道中洪水期流速高达每昼夜数公里，呈紊流运动。巴布什金根据实验室研究得出，即使以每昼夜几十万立方米的水量在岩溶通道与大的构造裂隙中取水，紊流带半径为几百米，此时若用达西定律计算，产生的误差不大于20～50%。这一结论还有待于野外验证。

岩溶水可以是潜水，也可以是承压水。然而，即使赋存于裸露的巨厚纯质碳酸盐岩块中的岩溶潜水，也与松散沉积物中典型的潜水不同；岩溶管道断面沿流程变化很大，部分管道往往完全充水而局部承压。

岩溶管道与周围裂隙网络中的水流并不是同步运动的。雨季，通过地表的落水洞、溶斗，岩溶管道迅速大量地吸收降水及地表水，水位抬升快，在向下游流动的同时，还向周围裂隙网络散流。枯水期，管道中形成水位凹槽，而周围裂隙网络保持高水位，沿着垂直于管道流的方向向其汇流。在岩溶含水系统中，局部流向与整体流向是不一致的（图9—8）。

三、岩溶水的补给、排泄与动态

我国南方的岩溶区，降水入渗常达降水量的80%以上，北方一般为40～50%，个别也可

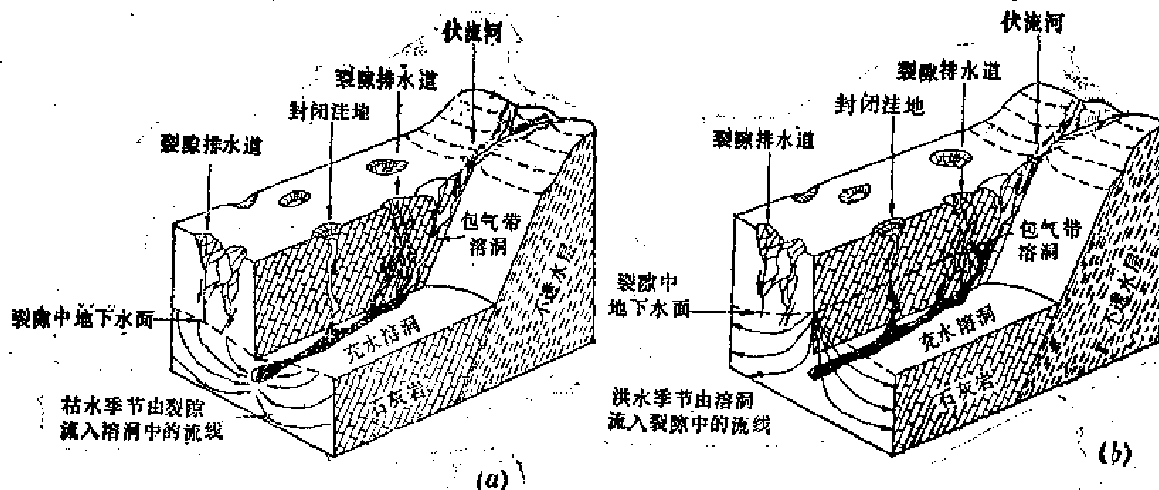


图9—8　裂隙网络与溶蚀管道中水的流动（据D.I.史密斯等）
a—枯水季节；b—洪水季节

达80%以上。在岩溶地区，降水通过落水洞、溶斗等直接流入或灌入，在短时内，通过顺畅的途径，迅速补给岩溶水。流入岩溶地区的河流，往往全部转入地下，多瑙河流经德国岩溶地区后，一年中除去几个星期有水外，全部河水漏失，补给12km以外的阿赫泉，然后汇入莱茵河。

地下河系化的结果，成百甚至成千公里范围内的岩溶水，集中地通过一个大泉或泉群排泄。

岩溶山区往往是地下水位深达百米或数百米的严重缺水区，这是因为岩溶水集中排泄，广大范围内地下水面坡向一致，而地下水面的坡度远小于地形坡度。

灌入式的补给，畅通的径流及集中排泄，决定着岩溶水水位动态变化十分强烈，远离排泄区的地段，地下水位年变化幅度可达数十米乃至数百米，变化迅速而缺乏滞后。

我国南、北方岩溶泉的动态有明显区别。南方的岩溶泉对降水的反应灵敏，流量季节变化大，最大流量常比最小流量大上百倍（图9—9）。雨季与旱季分明时，可以参照水文分割法，将泉流量分割为“洪峰”及“基流”两部分，后者是含水裂隙网络汇集贮水空间中的水“补给”地下河的“基流”（图9—10）。

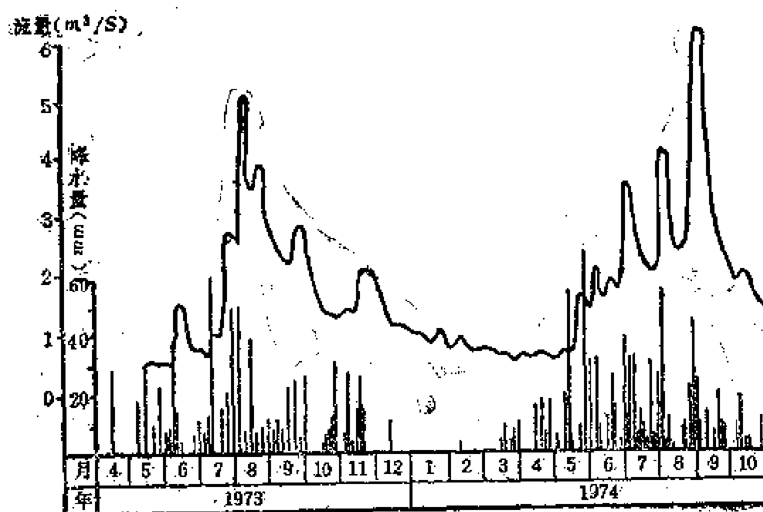
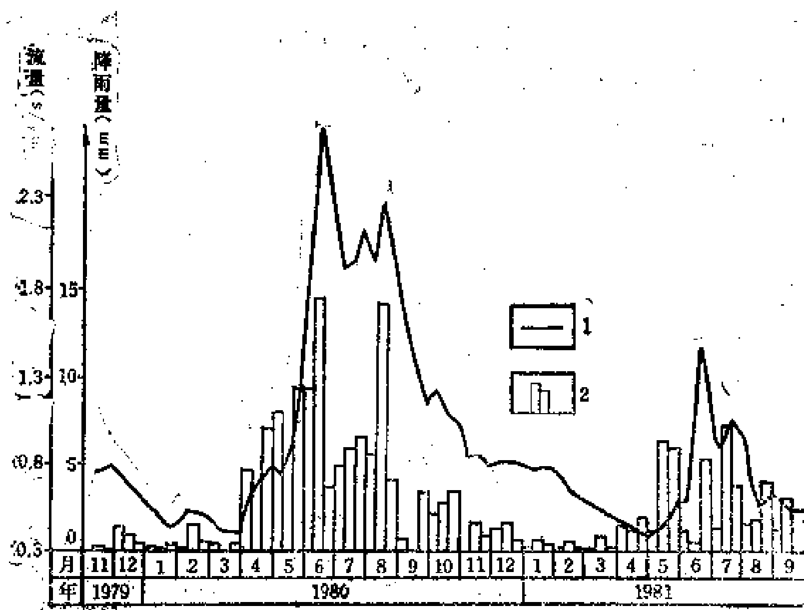


图9—9　云南资水洞暗水流量动态曲线
（据云南第六地质队）

我国北方的岩溶大泉，流量动态相当稳定。

例如，山西洪洞广胜寺岩溶泉流量始终恒定于4～5m^3/s之间（图9—11），并不显示降水季变化与多年变化的影响。山西阳泉娘子关岩溶泉1953～1960年间，流量变化于10.2～15.8m^3/s之间。据钱学溥计算，该泉流量中包含有9年前降水的滞后补给，补给泉的含水层总体积达6183亿m^3。



图—910　贵州普定冒子坑岩溶泉流动量动态曲线
1—泉流量；2—降雨量

北方岩溶大泉动态稳定可能与岩溶含水介质特性有关。我国北方气候温凉少雨，山区植被土壤不甚发育，碳酸盐岩多被非可溶岩覆盖，岩溶发育强度远不如南方，含水介质以溶蚀裂隙为主，大的岩溶通道较少且多有充填，因此，水流受阻滞而呈现良好的调节性。

四、岩溶水的化学特征

岩溶水径流交替强烈，故岩溶潜水多为矿化度小于0.5g/L的HCO_3-Ca水，白云岩分布区多为HCO_3-Ca-Mg型水。岩溶承压水的化学成分则随水交替条件而异，由补给区向深部矿化度可逐渐增大到数克每升，转为SO_4-HCO_3型水。构造封闭良好的发育古岩溶的含水层中，可保存矿化度高达50～200g/L的Cl-Na型沉积同生卤水。降水与地表水未经过滤便直接进入岩溶含水层，有时在地下河中及泉口甚至可发现活的鱼虾，因此，岩溶水极易被污染、在利用岩溶水作为供水水源时，必须仔细确定其补给区，补给区不允许存在任何污染源。

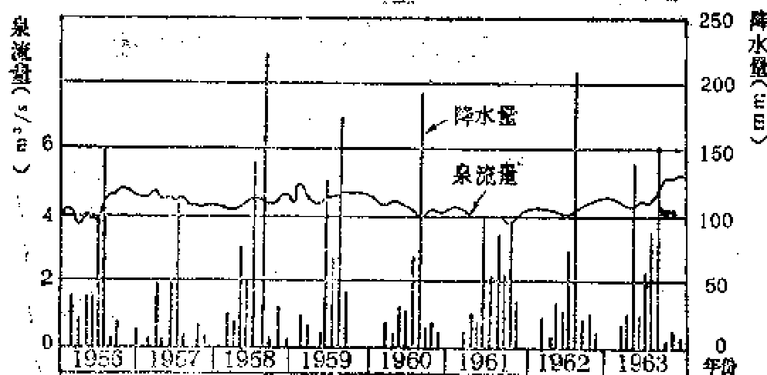


图9—11　山西洪洞广胜寺泉流量动态曲线图
（据唐炽昌）

第十章 特殊类型地下水

在高温与低温环境下，分别形成地下热水及多年冻土区的地下特定的水文地球化学环境中，地下水富集某些化学组成或气体成分，成为有专门利用价值的液体矿床，其中包括具有医疗作用的矿水以及可用来提炼工业原料的地下卤水。

第一节 地下热水

地下热水的天然露头—温泉很早就用于沐浴、取暖、温室种植等方面了。但是，有意识地以一定规模把地热能作为一种能源使用是从1904年意大利建立试验性发电站开始的。在深受能源匮乏与环境问题困扰的现代世界里，地热能作为一种有潜力的、对环境危害较少的新能源，有着广阔的开发远景。

地下热水的利用在我国已有悠久历史。1975年起，在西藏羊八井沸腾泉地区打钻，获得了水温约160℃的热水与蒸汽，目前地热发电站已在运转。

一、地壳的地温分布

地壳表层有两个热能来源：一方面来自太阳的辐射，另方面来自地球内部的热流。根据受热源影响的程度，地壳表层可分为三带：变温带、常温带及增温带。

变温带是受太阳辐射影响的地壳表面。由于太阳辐射能的周期变化，本带出现地温的昼夜变化和季节变化。变化辐度随深度加大而迅速变小。地表以下1～2m深处，地温的昼夜变化便已觉察不到。变温带下限深度一般为15m～30m，此深度上，地温年变化已小于0.1℃，为年常温带。

年常温带实际上厚度极小，地温一般比当地年平均气温高出1～2℃。在概略计算时，可将当地的多年平均气温作为常温带地温。

常温带以下，地温受地球内热影影，通常随深度加大而有规律地升高，这便是增温带。增温带中地温变化常用地温梯度（地热梯度）表示。

地温梯度是指每增加单位深度时地温增加的数值，通常以℃/100m或℃/km为单位。

地下水的温度一般受其赋存、循环场所的地温控制。处于变温带中的浅层地下水往往显示水温的季节变化，由于地温变化幅度小于气温，地下水往往给人以“冬暖夏凉”的感觉。常温带的地下水水温与当地年平均气温相近。增温带地下水的温度则常随其赋存循环深度增大而升高。

已知年平均气温（t）、年常温带深度（h）、地温梯度（r）时，可概略计算某一深度（H）的地下水水温（T），即：

$$T = t + (H - h) r$$

同样，也可利用地下水水温（T）大致推算其循环深度（H），即：

$$H = \frac{T - t}{r} + h$$

不同地区的地温梯度变化于0.6～10℃/100m之间。个别新火山活动区可高达100℃/100m。常见值为1.5～4℃/100m。

二、地球结构、地热来源与传输

由表及里，地球分为地壳、地幔及地核三部分。地壳与地幔以莫霍面分界。莫霍面的深度在大陆区平均为35km，洋区在洋底以下约5km。大陆区的地壳自上而下分为三层—沉积层、花岗质层和玄武质层。大洋地壳仅有沉积层及玄武质层。地幔以超基性的橄榄岩为主。约2900km深度以下为地核，包括液态的外地核与固态的内地核。

目前普遍认为，地球内热来源于地壳放射性元素（^{238}U、^{235}U、^{232}Th，^{40}K）衰变产生的热及地幔的热。组成大陆地壳的花岗质层含有较多放射性元素，估计放射性元素衰变提供了2/3到1/3的热量，其余热量来自地幔。大洋地壳由放射性元素含量很少的玄武岩组成，大部热量来自地幔。

地球表部的热状况主要受固体岩石的传导热流、载热流体（包括岩浆）的对流所控制。尽管对流传输地热在某些地区（如火山、温泉分布区）有很大意义，但就整体而言，传导是地球外层地热传输最重要、最普遍的方式。

地球的内热不断从深部传输到地表散发。单位时间内通过地球表面单位面积散失的热量，称作热流值，常用单位为μcal/cm²·s（1cal＝4.1868J），英文缩写为HFU（Heat Flow Unit）。

当以传导的方式输热时，根据傅利叶定律，热流值q与地温梯度r有如下关系：

$$q = -Kr$$

式中K为岩石热导率，相当于单位地温梯度下的热流值。当热流值的单位取μcal/cm²·s，地温梯度单位取℃/cm时，岩石热导率的单位为μcal/cm·s·℃。

由上式可知，热流值是地温梯度与岩石热导率的乘积，式中负号表示热量流向温度低的方向。

热流值一般通过测定地温梯度及岩石热导率求得。据统计，全球平均热流值约为1.4～.5μcal/cm²·s。大陆上最古老、最稳定的地盾，热流值最低，平均为0.9～1μcal/cm²·s。构造活动活跃的年青造山地带，热流值常大于2。大洋中脊平均热流值为2左右，其中心部分可高达3～8，海盆为1.27，海沟约为1μcal/cm²·s。

放射性元素集中于地壳上部的花岗质层，而古老地盾区长期遭受剥蚀，产生的热量必然低于构造活动区。另一方面，上地幔的活动性也有区别，在古老地盾区，上地幔高导层或局部熔融软流圈埋藏很深（100～200km）甚至不存在，构造活动区则抬高（几十公里），来自地幔的热量也是后者高于前者。因此，热流值便不同。

三、地 热 异 常

热流值高于全球平均值的地区可以看作地热异常区。

全球规模的地热异常区与两个近期火山系列有关，根据板块学说，其一位于大洋中脊裂谷，另一位于海沟边缘的岛弧上（图10—1）。中脊裂谷不断喷涌岩浆，是板块的生长带，洋壳由此向两侧扩展并逐渐冷却，中脊到海沟的热流值也相应降低。冰岛、美国索尔顿湖区等建立发电站的地热系统正处于中脊火山带上。海沟是板块进入地幔而消失的地

方，板块插入于海沟近大陆一侧的岛弧之下，引起频繁的地震与火山活动。日本、新西兰苏联勘察加以及我国台湾的高地热异常均位于岛弧上。

据认为，我国西藏的强地热异常是南亚板块向北插入的结果。但是，这里并未发现近期火山岩。

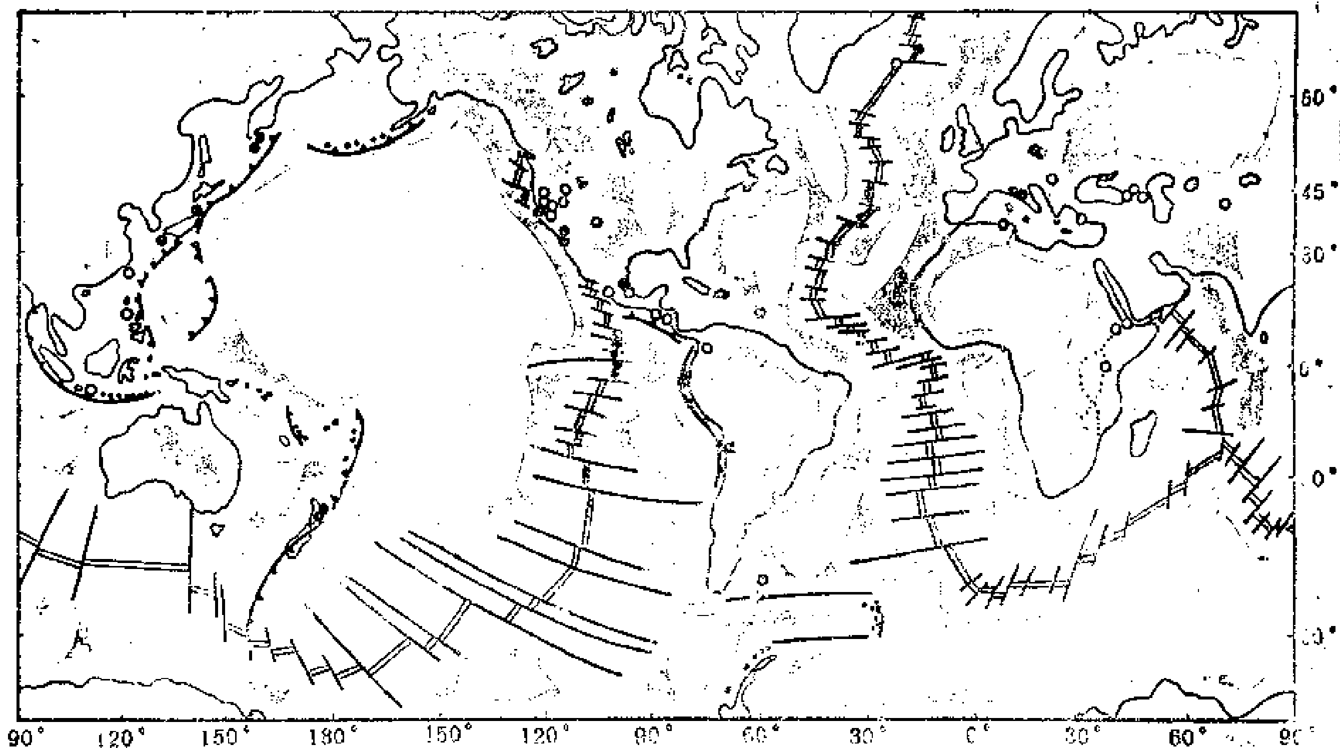


图10-1　世界已知主要地热系统与板块构造的

（据D.E.怀特）

图中双线为大洋中脊；点线为板块边界的裂谷；齿线为海沟；细线为转换断层；空心圆圈及黑圈分别为未建及已建（或正建）发电站的地热系统

区域性的地热异常还与近期岩浆侵入有关。时代愈新、规模愈大的岩浆侵入，保留的余热愈多，形成的地热异常也愈强烈。著名的意大利拉德瑞罗高温蒸汽地热田，面积估计可能达到250km²，附近并没有近期火山活动，推测其热源是近期侵入岩。我国西藏的地热异常，可能也与近期岩浆侵入有关。

由于深循环地下水引起的地热异常，往往是局部性的。在有利的地质构造条件下，大气降水渗入地下深处加热，然后在对流及静水压力作用下上升，常可将相当大的热量带到浅部，造成局部的地热异常。显然，在区域性地热异常区，循环深度不很大的地下水就可以有较高的温度，因此，这些地区温泉的数量较多，温度也比较高。

表部及基底构造形态也会影响地温场的分布。正向构造（背斜、基底凸起）的地温与地温梯度往往比相邻的负向构造（向斜、基底凹陷）为高。据认为这是深部比较均一的热流在地表再分配所引起的差异。另外，岩石热导率的变化也会影响地温场的分布。

四、地　　热　　田

现有的技术是利用高温流体（热水、热蒸汽）把深部的热带到地表，以供发电或其它应用。因此，一个有开发价值的地热系统——地热田，必须具备以下基本条件：

（1）有较强的地热异常，以便在不大深度上取得较高的温度；

（2）要有渗透性较好的含流体层，以便将一定的热能传输到地面；

（3）开发利用时不存在目前技术上不能解决的问题；

（4）开发利用在经济上是合算的。

地热发电要求流体的温度不低于180℃，最好是热蒸汽，至于其它方式的地热利用，对温度的要求低得多，但无论如何必须满足技术上可行、经济上合算这一基本要求。

目前世界上存在一些深度不大而温度很高的地热异常区，但缺乏含流体层，这就是所谓的干热岩石。有人提出用人工方法在地下造成裂隙与空隙（常规爆破、水力压裂、核爆炸等），然后用钻井压水到深部循环加热后上升利用。目前、这种办法在技术经济上还存在问题。

现有可供利用的地热田分为热水型地热田及蒸汽型地热田。我国已知的有可能用来进行地热发电的高温地热田为数不多，分布于台湾、西藏及云南西部。温度不高的（低于100℃）的热水型地热田分布较广泛。一部分属于褶皱山区沿构造断裂深循环的地下热水，另一部分是沉积盆地深部含水层中的地下热水。

以新西兰的怀拉开（Wairakei）为原型，怀特（D. E. White）提出了高温热水型地热田模型（图10—2）。冷的雨水通过补给区弱透水覆盖层中的断裂或裂隙下渗，进入深度为数km处的含水层。由于岩浆所处的位置不深，较强的热流使含水层中的水达到相当高的温度，受热膨胀，沿着地表出露位置较低的断裂上升，形成温泉或间歇泉（对于后者，热水在上升过程中因压力降低而汽化成为蒸汽）。当水的上升通道通畅时，泉水的温度接近于深部热水含水层的温度。上升通道不通畅时，热能积滞于下部，泉水温度降低较多。后一情况下，钻井在覆盖层中钻进时，地温梯度不高，有时甚至可能低于正常值，但在快穿透覆盖层时，大为增高，到达含水层后地温梯度重又变小。

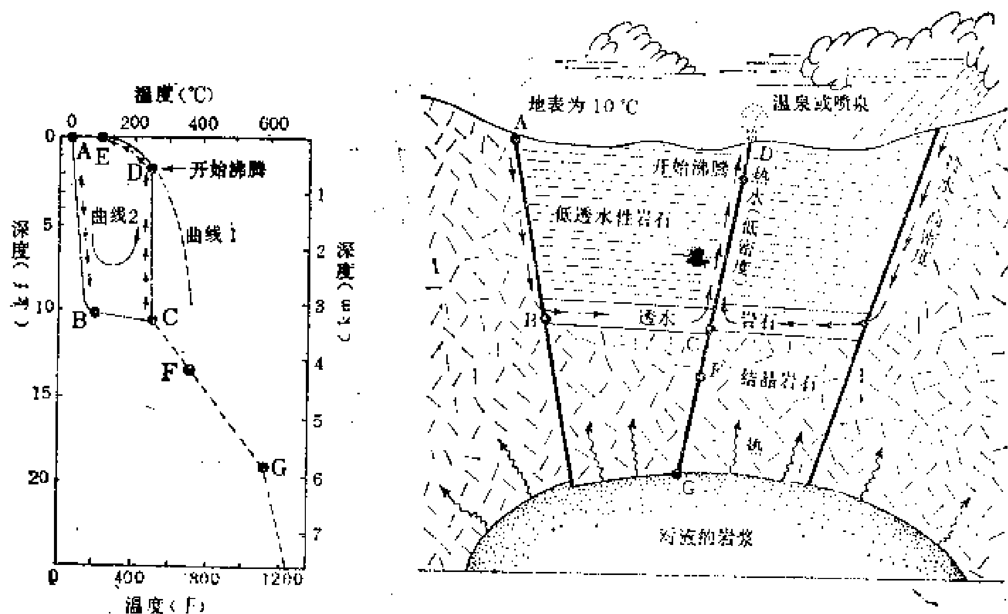


图10-2 高温热水型地热田模型

（据D. E. 怀特）

左图曲线1是纯水沸点的参考曲线；曲线2表示沿着由A点得到补给到E点排泄这一典型循环途径的温度剖面

我国的许多温泉，往往与结晶岩中断裂、裂隙或岩脉接触带伴生。看来在其深部并不存在有相当储容能力的含水层或含水体。估计是在透水性弱的岩体中存在着深度较大的连贯的裂隙通路，地下水在此中进行迅速的深循环而加热。

地下热水氢同位素的研究表明，热水中原子量为1的氢（^1H）与原子量为2的氘（^2H或D）的比例与邻近地区的雨水相近，说明地下热水主要来源于大气降水。据估计，某些地下热水中来源于岩浆的水可能占总水量的5—10%。

沉积盆地深部的地下热水一般没有天然露头，靠钻孔揭露。一般，随深度加大，水温增高，同时补给条件也变差，有时甚至是水交替停滞的沉积水。开发过程中，这类地热田水位不断下降，产水量不断减少，往往要考虑采取人工补给措施。

蒸汽型地热田又可分为只产超热蒸汽的干蒸汽田以及产水也产汽的湿蒸汽田。世界上已发现的蒸汽型地热田，大多是湿蒸汽田。

蒸汽田均有渗透性不良的封闭盖层，出露的热泉或间歇泉流量常很小。蒸汽田的形成机理有不同学说，其中以法卡（Facca）及托南尼（Tonani）的观点最有代表性。他们认为，未开发前，含水层中分布着温度接近其所处压力下沸点的热水，钻孔穿透盖层，热水减压沸腾成为蒸汽喷出。在钻孔底部以下突变为蒸汽时，形成干蒸汽田。在钻孔内突变为蒸汽，则形成湿蒸汽田。随着钻孔增多，含水层上部的空间充满蒸汽，下部为热水，钻孔便只产汽不产水了（图10—3）。

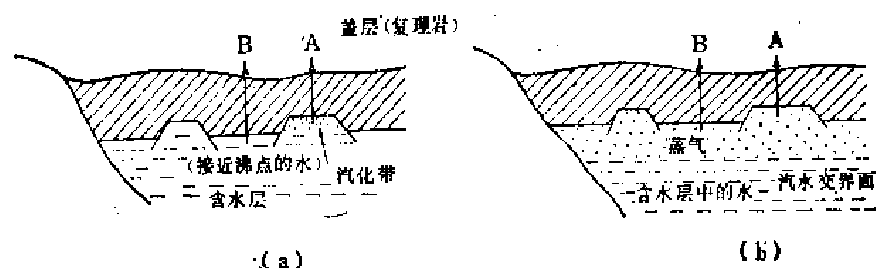


图10-3　意大利拉德　罗干蒸汽地热田的可能演变过程

（据G．法卡）　a—初期；b—后期

五、地下热水的化学特征

地下热水含有普通地下水的各种成分。但阳离子往往Na^+占优势，SiO_2的含量较高。温度很高的热水中，Cl、K、Li、B、Rb、Cs、As等的含量常高于附近的一般地下水。

这些特点与温度高有关。即使补给水中以Ca^{2+}为主，升温时发生脱碳酸作用，CaCO沉淀，Ca^{2+}减少，而钠盐的溶解度则随温度升高而增大，热水中Na^+占优势的原因即在此。SiO_2的溶解度在高温下增大，水温150℃时，可含SiO_2高达140mg/L。

地下热水的矿化度与主要阴离子是各式各样的。矿化度由小于0.5g/L到大于300g/L。可以是重碳酸盐水，硫酸盐水或氯化物水。

就我国而言，西藏、台湾、滇西高地热异常区的热水大多为矿化度小于5g/L的氯化钠水及重碳酸钠水，富含B、Li等，游离CO_2含量高。与褶皱山区构造断裂带有关的热水，矿化度一般小于1g/L，以重碳酸盐水为主。局部有煤系地层及硫化物矿床的地带，多为硫酸盐水，矿化度稍高，沿海地区，受海水、海相沉降物及滨海降雨的影响．可形成氯

化钠水，矿化度多为2—10g/L。

沉积盆地深部的热水，在我国东部，一般为矿化度不超过10g/L的重碳酸钠水；西部以矿化度10～35g/L的重碳酸钠及氯化钠水为主；江汉平原与四川盆地深部，含有矿化度为35～200g/L的氯化钠与硫酸钠水，四川盆地的热卤水矿化度最高可达360g/L。

开发利用地下热水时，必须注意其化学成分的不利影响。热水中含有的CO_2、O_2、H_2S等，会腐蚀管道与机具。排放含有较多B、NH_3、As及重金属的地下热水，会污染周围地表水及冷地下水。热水汽化及降温过程中，SiO_2、$CaCO_3$及其它盐类的沉淀，可能堵塞钻孔周围岩石的空隙，并在管道与机具上结垢。

第二节　矿　　水

地下水中含有某些特殊组份或某些气体成分，或具有一定温度，因而对人体有医疗作用时，这种水便称作矿水。

矿泉沐浴，饮服矿水，利用矿泉泥泥敷等，对于某些慢性病（如神经衰弱、关节炎、外伤后遗症等），常有一般药物难以替代的疗效。根据多年医疗实践，确定了矿水特殊组份与气体成分含量的下限（表10—1）。例如，水中含硅酸达25mg/L即属矿水，而在达到75mg/L时，才称作硅水。地下水的温度接近或高于人的体温，便可利用其天然温热性进行医疗，并列入矿水。实际上，矿水的医疗机理至今并不完全清楚；有人认为，矿水中可能含有尚未为人们所认识的医疗成分，或具有独特的水结构。因此，最权威的判定矿水的标准是临床疗效。

从成因上讲，矿水与一般地下水并非截然不同。它与一般地下水的关系，就象矿床与岩石的关系相似。岩石中包含有各种化学元素，在一定地球化学环境下，某种或某几种元素富集，形成具有工业开采价值的矿床。同样，在一定的水文地球化学环境与地热环境中，地下水富集某些组份，气体或获得一定温度，便形成矿水。

矿水的积聚地称作矿水床，它是占据一定范围，具有一定质量指标（气体成分含量、特殊组分含量、温度）的地下水矿床。岩石的风化壳、自流盆地、自流斜地、断裂带、侵入岩及岩脉的接触带等等，都可以成为矿水床的发育场所（图10—4、10—5）。矿水大多为深循环承压水。

医疗价值最高、形成最为复杂的是富含气体的矿水：碳酸水、硫化氢水、放射性水。

我们所熟悉的汽水，就是人工仿制的碳酸水。地下水中大量的CO_2主要来自岩石高温变质。因此，碳酸水多分布于近期岩浆活动发育的地区。碳酸水矿水床的形成不仅要具备有利于产生CO_2的条件，还要具备利于CO_2保存与积聚的条件。碳酸水一般是冷的，大多为低矿化的重碳酸盐水。

硫化氢水多在封闭地质构造中形成。一般是矿化度比较高的温热水。

矿泉疗养中常用的放射性水是氡水。氡是镭的蜕变产物。当岩石中含镭较多，岩石破坏较强烈，地下水与这类岩石接触时间较长，则可形成放射性较高的地下水。放射性水一般形成于酸性岩浆岩的风化壳，通常是冷的。

我国目前用于矿泉疗养的主要是温热矿水，通常矿化度不高，氮气、硅酸、氟及氡含量较高，有时含有一定数量其它特殊组份。我国温泉主要分布于东部沿海山地及云贵、青

藏高原，大多与近期岩浆和火山活动有关。

在绝大多数情况下，矿水中氮与惰性气体的比值以及氢同位素比值（H/D）均与大气降水接近，由此可知，矿水主要为渗入起源的。

表10—1　矿水化学成分和气体成分的界限（据A.M.奥弗琴尼科夫）

成　　份	矿水含量下限 (g/L)	以该成分命名时含量下限 (g/L)	矿水名称
游离碳酸(CO_2)	0.250	0.750	碳酸水
总硫化氢			硫化氢水(硫氢化物水)
($H_2S+HS^-+S_2O_3+SO_3^{2-}+S^{2-}$)	0.001	0.010	
氡(Rn)	3.5马海单位	10马海单位	氡　水
锂(Li)	0.001	0.005	锂　水
氟(F)	0.001	0.005	氟　水
铁($Fe^{2+}+Fe^{3+}$)	0.001	0.010	铁质水
砷($HAsOSO_4^{2-}$)	0.0001	0.001	砷　水
溴(Br)	0.005	0.025	溴　水
碘(I)	0.001	0.010	碘　水
偏硼酸(HBO_2)	0.005	0.050	硼　水
硅酸(H_2SiO_3)	0.025	0.075	硅　水

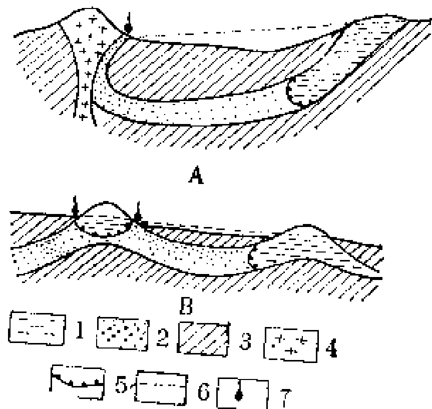


图10-4　矿水床示意剖面

(据A.M.奥弗琴尼科夫)　A—碳酸水矿水床；B—硫化氢水矿水床；1—淡水；2—矿水(点密处即气体富集地段)；3—隔水层；4—近期岩浆岩；5—淡水与矿水分界面；6—水位；7—矿泉

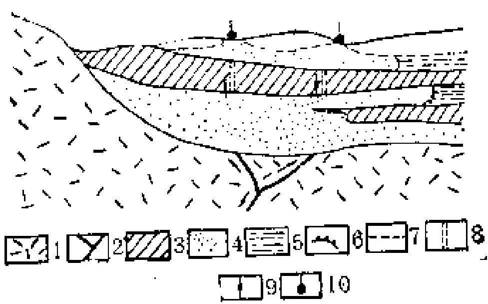


图10-5　原生与次生的矿水床

1—基岩；2—原生矿水上升的裂隙通道；3—松散沉积物中的相对隔水层；4—次生层状矿水(点密处为富集地段)；5—一般地下水；6—一般地下水与矿水分界面；7—潜水位；8—隔水层中局部通道；9—地下水流向；10—矿泉

第二节　卤　　水

含盐量大于50g/L的地下水称作卤水。卤水中往往含有大量盐类（如氯化钠），或富集碘、溴、硼、铷、铯、锶、钡等稀散元素，具有工业开采价值。

高矿化的卤水，可以是滨海凹地、泻湖中的海水蒸发浓缩，然后在后期沉积物孔隙中保存下来的。此时盐分主要来自海水，卤水具有海相沉积水的特点。卤水也可以是干旱气候陆相盐湖的产物。来自周围山区的融雪水，冰川水，河水，地下水，将岩石中的组份淋滤

搬运到湖中蒸发浓缩，后期沉积物掩埋盐湖时，便形成高矿化卤水。盐矿的溶滤，同样可以形成卤水。卤水矿化度最高可达360g/L，稀散元素的含量往往也较高。另外，干旱半干旱地区的潜水，在适宜地形条件下，经受长期的大陆盐化作用，也可形成卤水，但一般矿化度不很高，稀散元素也不够富集，常缺乏工业开采价值。

第四节　多年冻土区的地下水

一、多年冻土区的地下水

冬季冻结深度大，而夏季的热量不足以融化全部冻结土石层时，地表以下一定深度就会存在多年中经常处于负温状态的冻结层，这便是多年冻土。

我国多年冻土主要分布于大小兴安岭北部的高纬度山地以及青藏高原、阿尔泰山、天山、祁连山等中低纬度高原和高山。总面积近190万km²，约占我国五分之一面积。

大小兴安岭地区多年冻土分布的南界大体与年平均气温0℃等值线及一月平均气温-24℃等值线相当。北部为连续多年冻土区，冻层最大厚度超过100m，南部为多年冻层与融区并存的岛状多年冻土区，冻层厚度数米至数十米。

青藏高原一般海拔4000m以上，年平均气温为-3.5～-7℃。高原中部冻层最厚可达190m，向北及向南，随着海拔降低而变薄*。

液相与固相水的共同存在，使得多年冻土区的水文地质条件复杂化。在这里，地下水的赋存与运动，不仅受到地质结构的控制，而且还受多年冻土的影响。固态地下水所构成的冻层，起着隔水层的作用，在温度、矿化度等因素影响下，这种由固相水构成的"隔水层"，随时间和空间可以转化为含液态水的含水层。水由液相转为固相，体积约膨胀10%，会对地下水产生附加压力。因此，多年冻土区的地下水，具有独特的动态。

苏联学者Н.И.托尔斯齐欣将多年冻土区的地下水区分为冻结层上水、冻结层间水及冻结层下水。

1．**冻结层上水**：分布于多年冻层之上，温暖季节呈液态，具有自由表面；寒冷季节，上部的水转为固态，下部仍保持液态，季节性冻土构成暂时性"隔水顶板"，水呈承压状态（图10—6）。冻结层上水厚度小，而季节冻结深度大的地方，冬季可能全部冻结，而无液态水存在（图10—6）。当冻结层上水水位较深，而季节冻结深度小时，冻结层上水全年为无压的液态水（图10—6）。

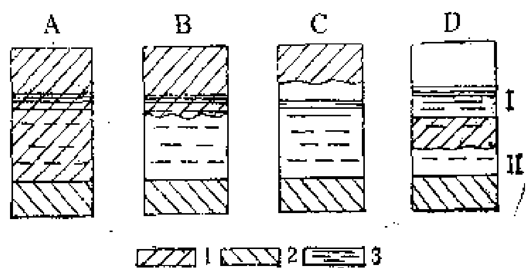


图10-6　各种形式的冻结层上水
（据A.M.奥弗琴尼科夫）A—全部季节冻结的冻结层上水；B—部分季节冻结的冻结层上水；C—季节冻结未达到冻结层上水；D—未融解的季节性冻结层上水分隔为Ⅰ、Ⅱ两层液态水；1—季节冻层；2—多年冻层；3—季节性或常年的液态水

暖季冻结层上水以多年冻土层为隔水底板，具有自由水面，分布区普遍接受大气降水

* 参阅未公开出版资料：青海省地质局第一水文工程地质队、水文地质工程地质研究所：《青藏公路沿线（格尔木—那曲）的高原冻土与水文地质特征》，1977

及地表水的补给，以径流或蒸发的形式排泄，具有潜水的特征；寒冷季节由于上部水季节冻结，使其成为承压状态，不利于接受补给，又带有承压水的某些特点。

多年冻土区气温低，蒸发作用弱，一般冻结层上水矿化度较低，多为重碳酸盐水，有机质含量较高。相对干旱的洼地中，蒸发浓缩较强，也可以出现矿化度稍高的氯化物水或硫酸盐水。受地表水或冻结层下水补给时，水质决定于补给来源。

天气转暖，季节性冻土消融时，使冻结层上水水位抬高，温暖多雨季节，则因降水补给水位上升，冬季由于冻结膨胀引起水位上升。后一种情况下，水位上升并不意味着水量增加，液态水量实际上反而有所减少。冻结层上水补给的泉，在温暖的雨季流量最大，为下降泉，冬春季节可能成为上升泉，流量减少，甚至停止出水。

冻结层上水含水层厚度不大，且发生季节冻结，冬季井出水量往往很小，故一般仅宜作为小型及季节性供水水源。但是，在常年有水的地表水体附近，由于地表水的热影响，含水层厚度大，且不产生季节冻结，经常接受地表水补给，是良好的供水水源（图10—7）。接受冻结层下水补给时，水量也较有保证。

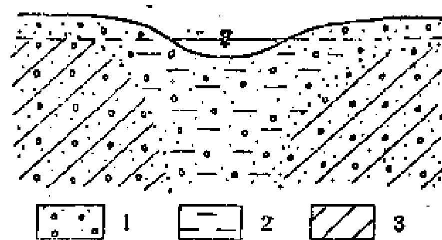


图10-7　地表水体影响冻结层上水
1—砂砾岩；2—融区；3—冻土

在有广泛地热显示的青藏高原，热水沿断裂上升，河流常年不冻，河谷附近构成融区。

2．**冻结层间水**：存在于多年冻土上限与下限之间。不发生季节性相的转换，除融区外，液态水以层状、透镜状、脉状、管状存在于固态水之间（图10—8），通常具有承压性。处于周围都是负温的环境中的冻结层间水，必须不断流动，或具有较高的矿化度，方能保持其液相。

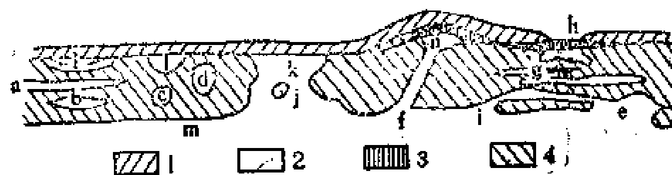


图10-8　冻结层间水的各种形式
（引自A.M.奥弗琴尼科夫）
1—融冻层；2—液态水，3—冰；4—多年冻层；a—层带；b—透镜体；c—管；d—巢；e—株；f—脉；g—层状冻土；h—埋藏冰融解形成湖泊，其下为融区；i—冻层岛；j—巢状或透镜状冻土；k—融窗；l—假融岛；m—冻结层下水；n—冰水岩盘

冻结层间水通过融区或其它通道，接受冻结层上水或冻结层下水的补给。其水质、水温、动态等随补给来源而不同，由冻结层上水补给时，水温较低，变化较大；由冻结层下水补给时，水温较高，变化较小。

以冻结层间水作为供水水源时，应注意其水质，处于流动状态的水，矿化度较低，补给也较充足。

3．**冻结层下水**：是经常具有正温度的液态水，其水温随深度加大而升高。多年冻层或其它隔水层为其隔水顶板，具承压性。一定条件下也可以自喷于地表，与一般地区的承压水没有多少区别。不同的是，它只能通过融区获得补给及进行排泄。而且，补给、排泄条件较一般地区为差。动态稳定，一般水质较好，不易污染，但补给条件较差。融区及富水的构造破碎带附近，补给比较充足，可作为大中型供水水源。

二、冰　椎

因冰冻膨胀受压，地表水或地下水涌溢地表，并冻结形成锥形或丘形冰体，这便是地上冰锥。地下水受到冻结产生的压力驱动，向压力较小的地方聚集，并在地下冻结，形成地下具有冻核的地表隆起，这便是地下冰锥（图10—9）。我国的一些研究者，习惯上将地下冰锥称作冰椎，而将地上冰锥称作冰丘。

地上冰椎，按其补给水源可分为河水冰椎、地下水冰椎、以及由河水及地下水共同补给形成的混合冰椎。河水冰椎是河水表面冻结后，其下未冻结河水受压，突破冰层，溢出地表并不断冻结而形成的。地下水冰椎可由泉水不断冻结形成，也可由于地下水冻结受压流出地表不断冻结而形成。

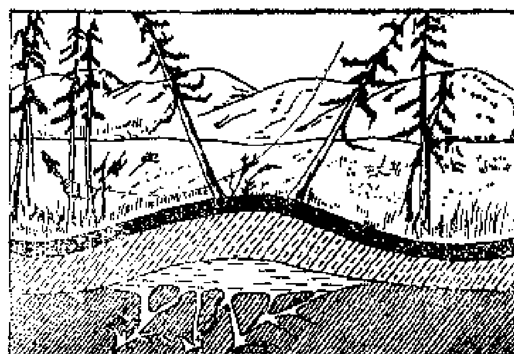


图10-9　地下冰锥示意图
（据契尔内雪夫）1—受到冰椎影响而隆起的土层；2—冰；3—融区中的含水裂隙

冰椎在寒冷季节产生，体积逐渐扩大，到温暖季节，开始融化，表面发生裂缝、坍塌而流水，并逐渐消亡。到第二年秋天又开始同样的过程。有的地下冰椎暖季仅缩小体积而不消亡，到次年冬季继续发展，这种多年生成的大规模的地下冰椎称作冰水岩盘。

冰椎的形状可以呈圆形，椭圆形或其它不规则形状，面积由数m^2至数km^2不等。

在青藏高原还可以见到另一种称之为冰幔的冻结地貌。来自深处温度较高的泉水，泉口长年不冻，而在其下游地区形成广阔平坦的冰幔。

地下冰椎以及由地下水补给的地上冰椎，是多年冻土区寻找地下水的良好标志。冰椎会使各种建筑物、道路和铁路发生变形，造成灾难性的破坏。因此，在多年冻土区进行水文地质调查时，应对冰椎进行详细研究。

多年冻土区的泉，也有其独特之处。由于季节冻结的影响，一些由冻结层上水补给的小泉，往往是季节性的，冬季消失，暖季重现。由于原来泉口被冻结，往往出现泉口转移的现象。由冻结层下水的补给泉，则温度较高，流量比较稳定。

第十一章 地下水资源分析及其开发管理

凡天然存在并且可为人类所利用的一切物质都可称为资源。地下水是自然界存在的物质，而且是有用的，当然可以称为资源。

地下水资源评价所要解决的问题，看起来似乎是很清楚的，但在实际工作中却存在不少问题，这主要是由于概念上仍然存在模糊不清之处。

地下水作为一种资源，主要是从供水角度说的。长期不间断地供应某一数量的水，这是供水水源的必要保证条件；缺乏这种保证，供水水源便不可靠，赖以供水的工农业生产与生活就会受到影响。地下水来源于大气降水，渗入地下的冰雪融水及地表水，也都来自降水。大气降水周期性的不断补充地下含水层，这是地下水作为有保证的供水水源的基础。由此可见，概括来说从供水的角度出发，地下水资源评价所要确定的就是地下某一范围所能容纳的水量和经常获得补充的水量，并在此基础上，提出能够长期持续地提供应用的水量。当含水层不能获得外界水的补充时，则应确定贮容的水量，以及指出如何使用这些水，才能得到最大的效益。无论何种情况，均应提出取用地下水时可能引起的不良后果等等。

由于地下水赋存于地层中，水的运动以及不同部分水之间的联系，不象地表水那样一目了然。因此，在地下水资源概念，地下水资源评价、地下水资源开发与管理等方面，都还存在一系列问题，需要进一步探讨。

第一节 地下水资源特征

前已提及，视地下水为资源，主要是从供水的意义来说的。因此，现在也正是从这个角度出发，分析地下水资源特征。概括起来地下水资源具有系统性、可恢复性、可宝贵性和复杂性，这些特性都对地下水资源评价发生重大影响。

一、系 统 性

含水岩体按空隙类型的不同，可以分为孔隙、裂隙和岩溶三种。因为形成它们的地质因素各不相同，空隙的形式各异，空隙连通的方式和程度差异更大。这些对水在其中聚集和运移，起着决定性作用。

从资源评价的角度考虑，它们也有共同的特点，最明显的特点是它们都能构成一定的系统（也可称为单元）。无论空隙的形式是那一种，必然在一定程度上和一定范围内相互连通。岩体内相互连通的空隙，就构成一个系统。水是流体，在相互连通的通道中，可以从势能大的地方向势能小的地方运动。换言之，它们在一个系统中成为一个整体，当这个系统的某些部位接受外界水的补给时，这是对整个系统水量的补充；当系统中任何一点向外排水或人为取水时，实际是整个系统水量的减少。所以，资源评价只有按系统进行，才能得到较为接近实际的结果。

地表水的系统性比较容易认识，而地下水由于埋藏在地下，各个含水系统的界线难以

直接观察到，因而，地下水的系统性容易被人忽略。有时把属于不同含水系统的水看作是同一个系统；有时把属于同一含水系统而处于不同部位的水，误认为是互不关联的。在地下水资源评价与开发管理中存在的某些混乱，正是由此引起的。

凡是能够提供相当水量而作为较大供水水源的地下水，一般都是补给较为丰富的地下含水系统。无论岩溶水、裂隙水和孔隙水都普遍具有这一特征。差别只在于表现程度不同罢了。

发育地下暗河时，岩溶水的系统性表现较为典型。地下河或河系构成岩溶含 水 系 统时，其出口一般都以大泉或泉群的形式出现，它们几乎无例外地都位于地形急剧变化的部位。设想由泉口顺水流溯源而上，可以是一条或几条集中的地下通道；由此上溯，可能又分成次一级的分支，一直达到地表。这种情况与地表水系十分相似，只不过地表水系水平延伸，而岩溶系统则在垂直及水平方向上交替发育。含水系统的流域范围，就是大泉或泉群的补给范围。有时，地下通道和地表河流联接，地表水流成为断头河潜入地下，河流的流域也就成为地下含水系统流域的一部分。岩溶水的这类地下含水系统，在国内外都曾用各种方法，包括利用示踪剂进行研究，加以确定。在我国广西、湖南和云南等地区都不乏此种实例。

导水的裂隙系统构成裂隙含水系统，大体可分两类。一类是局部构造形成断层，沿断层破碎带发育的带状含水体，宽度可以很狭小，也可达几十m或百m以上，长达几km甚至更远。它与周围的区域性裂隙联为一体。当地形条件有利时，断层带汇集周围裂隙中的地下水，可以给出相当大的水量。在天然情况下，往往以泉的形式排泄。有时它与一个或若干个含水层发生联系，可以给出更多更稳定的水量。另一类是区域性裂隙构成的含水体。当某种岩性的地层发育了比较密集的构造裂隙或成岩裂隙，在构造和地形配合适当时，便可以形成此类含水系统。水在裂隙中运动比较通畅，若没有有利的储水构造，很难保证常年有水。因此，这类系统的给水能力在很大程度上取决于构造条件，通常多为向斜盆地、单斜断块盆地，或者被其他弱透水地层掩阻的自流斜地等。

孔隙水的含水系统比较起来表现得很不明显，因为它缺乏集中的排泄点，而且含水系统的边界也不容易确定。孔隙水主要存在于松散堆积物中，而后者按成因类型的不同而有各自的分 布 范 围，有时这也就是系统的范围。但是常常需要考虑具体的补给、径流和排泄条件来确定其范围。人们一般认为，孔隙水是典型的层状，似乎在水平方向上可以延伸很远，但是实际并非如此。某一成因类型的松散沉积物，不但在剖面上只占一定层位，而且在水平方向上也有一定的展布范围。这个范围有时构成一个单独的含水系统；但更常见的则是不同成因类型沉积物互相衔接。由同一个搬运——堆积过程（如水流或冰流等）所形成的沉积物，由于沉积环境的改变，沉积类型也发生变化。例如，由山前到平原或盆地中心，可由洪积物转变为冲积物、湖积物，甚至滨海的三角洲沉积。这一系列递变的沉积类型，由于是同一水系所形成，沉积物的相变是连续的，赋存于其中的地下水，也在一定程度上相互联系。至于它们能否构成一个统一的含水系统，则需要根据其补给、径流和排泄条件的不同来确定。大致可以认为，凡具有共同补给来源，而且此共同补给来源的补给水量，在总补给量中占有较大比例时，则作为同一个地下含水系统来对待，不然，则应作为不同的系统来考虑。

降水稀少的干旱地区，如我国新疆和河西走廊等地，地下水主要靠高山冰雪融化形成

的地表径流在山前地带潜入地下而获得补给。降水量很小，不能成为地下水的主要补给源。在山前地带进入地下的水，不但成为当地潜水的补给源，而且也成为向盆地中部伸展的各种类型沉积物中地下水的主要补给来源。因此，尽管从山前到盆地中部沉积物的类型有变化，其中水的补给来源却只有一个，可以说是孔隙水表现系统性最明显的例子。

在降水较多的大平原中部，远离山前的部位地形坡度平缓，含水层的颗粒细小，地下径流处于滞缓或基本停滞状态，尽管山前的粗大沉积物可以吸收大量降水及地表水流，但是，以地下径流方式所能输送的水量，只能在一定范围内起主要补给作用。超出这个范围，其数量则逐渐减少，最后可以达到微不足道的程度。这种情况下，必须根据具体情况来判别地下水系统的范围，这是系统性表现最不明显的例子。如我国的华北平原中部和东部就属于这种情况。

明确地下水资源按含水系统形成与分布是很有意义的，可以澄清地下水资源评价及开发管理中的某些含混的或错误的概念，使工作更为合理和有效。一个含水系统中的水是一个整体，整个系统所获得的补给量就是这一系统作为供水水源可以提供的有保证的水量，只有在对整个系统的地下水资源作出评价的基础上，进一步考虑具体供水地点所能提供的水量才是合理的。如果不是这样，只对一个系统中的某一小范围进行计算，例如仅限于供水水源的影响范围或只对井群的出水量进行计算，实质上是人为地将计算范围从整个系统中割裂出来。但是，实际况情是，从系统中任一部分取水，将使整个系统中的水量减少。对一个含水系统的所有各个水源地分别进行小范围的资源评价，结果必然都不能作出正确评价。造成水量的重复计算。人为地夸大地下水资源。基于同样的理由，对一个含水系统必须统一管理，上、下游的开发应有一个整体规划。缺乏统一管理，往往造成各个供水水源地相互干扰，或开发过量引起开采条件恶化以及其它不良后果。对地下水系统性认识不足，正是造成地下水资源评价和开发管理中的混乱的重要原因之一。

二、可恢复性

众所周知，资源可分为两大类，一类是一次利用的资源，用过之后即不复存在，如各种矿产均属之。另一类是再生资源，用过之后能再生长出来，如森林、农产品等均是。一般地说，地下水它不属于一次利用的资源，而是可以再生的，在降水补给之下，可以恢复其水量。故它具有可恢复性。此外，它的水量恢复的程度，随条件而不同，有些情况下，可以完全恢复，有时只能部分恢复，有时甚至几乎不能恢复，在研究地下水的可恢复性时，必须分别这些不同的情况。

地下水的补给绝大部分直接或间接地来自大气降水。大气降水在时间分配上是不连续的，一年中有季节性的变化，多年中有干旱和湿润年份的交替。从我国的情况来看，多年降水量的变动幅度达到一到二倍的，十分常见。有些地区可以相差几倍之多。这意味着一个地区地下水所接受的补给量，每年不同；换言之，即地下水恢复的能力，可以有较大的差异。

无论哪一种类型的地下水系统，凡可作为永久性供水水源时，必须具备两个条件，第一是要有足够的补给来源，第二是含水系统要有和取水量适应的储水能力。二者缺一，必然造成持续供水的困难。前面只谈到恢复水量的补给来源——即降水量的变化，实际上地下水的恢复能力除与外部的影响条件如降水量和强度、地形坡度的大小、植被生长的情况

等有关外，更主要的是取决于含水系统能容纳水的能力和水进入系统的通道的顺畅程度。含水系统储水能力是指在可以获得补给的期间，系统中能容纳补给水量空间的大小。有时，尽管补给的水量很大，但是，含水系统中却由于容纳水的空间不足而不能获得补充。例如，当潜水位已达地表时，就会造成这种情况。与此相反，在冲积扇顶部的卵砾石带，由于水位埋藏深，却可以经常获得较大的补给水量，这是因为它有足够容纳水的空间的缘故。

水进入系统的通道是指水从地表进入地下的途径。地下水类型不同，空隙的形式各异，水在其中运移的顺畅程度不同；即使类型相同，当所处的条件不同时，通道的顺畅程度也可以有较大的差异。裂隙水和岩溶水主要存在于山区，尤其补给区更是如此。山区地形坡度大，不利于补给的进行。对裂隙水来说，只有在裂隙分布范围广大且相互连通时，才能获得较大的补给水量。分布范围广大就是使水可以大面积入渗；相互连通可以使其中的水向一定的部位集中，在补给进行之前，系统中能出现一定的空间容纳水。前者解决通道问题，后者则解决空间问题。裂隙水之所以分布不均匀，并较难成为大的供水水源，与其连通性的差异较大有关。

岩溶含水系统一般有两种情况。一种是形成岩溶通道系统，这种情况和地表水相似，力求使其排泄点尽量与当地的侵蚀基准面相适应。溶洞系统的补给区，包括地表出露落水洞、溶斗和溶蚀洼地等等。从补给区到排泄区一般高差较大，水在岩溶通道中运移速度大，故溶洞系统有较大的容水空间；落水洞虽小，实际上可吸收大量水流，有时甚至可以吸收整条河流，使之成为断头河。无论从进入通道的顺畅程度，还是系统容纳补给水量的能力看，岩溶含水系统都是最优越的。所以，世界各国流量最大的泉几乎都是岩溶泉。溶洞系统虽然能提供大量的水，但是水的分布是极度不均匀的，往往在相距很近的钻孔中，一个大量涌水，而另一个则可能完全无水。另一种岩溶含水系统以溶蚀裂隙为主，一般缺少大的溶洞，然而宽度较大且连通性较好的裂隙在一定范围内构成一个整体，它仍然具有补给通道顺畅和储水空间广大的特点，可以吸收大量的补给水，我国北方许多岩溶含水系统都属于此类。

孔隙水分潜水和承压水，主要分布在平原和盆地中。潜水补给通道的顺畅程度和储水能力的大小，都和其组成的岩性密切相关。一般颗粒细小则给水度小，渗透能力弱；颗粒粗大则给水度大，渗透能力强。承压水则属于另一种情况，它已经充满了水，并且具有一定的压力水头，它缺少吸收补给水的空间，上覆隔水层又限制了进水通道的顺畅程度，承压水很难接受补给。

总之，一般地说，只要有补给来源，地下水系统都或多或少地可以恢复其水量，恢复的程度主要取决于补给期间系统中容纳水的空间的大小和系统与外界之间的通道的多少和大小；这两个条件对地下水系统水量的恢复具有决定性的作用。在供水工作中，正确认识地下水系统的恢复能力，十分重要，这是对地下水进行资源评价的基础。

三、可宝贵性

选择供水水源时，水质符合应用标准，是必要的前提。一般地说，地下水的水质常较地表水好。虽然二者均来源于大气降水，但是降水的矿化度一般最多只有几十mg/L，地表水的矿化度一般也比较低。矿化度过低的水，并不是最理想的饮用水。从地表向下入

渗，以及在含水层中运移时，地下水与岩土接触，溶滤其中的一些组分，矿化度逐渐增加到零点几克/升到1克/升左右。一般地说，地下水中的化学组分是人体所需要的。因此从水质来看绝大部分地下水最适于饮用。

大气降水在空中以及降落到地表以后，都会混入一些悬浮的杂质，甚至沾染细菌。而水在向地下渗入的过程中，能够滤去杂质和细菌，达到自然净化。地下水不象地表水那样容易受到污染，在水源污染日趋严重的现代，地下水作为饮用水源的优点也更加突出了。此外，地下水也由于水温恒定而为人所乐于应用。

由此可见，地下水无论从化学成分，还是从洁净程度上看，都比地表水远为优越，地下水是自然界提供给人类的最好的饮用水。

地下水的可贵性还表现在它的分布上。地表水虽然取用很方便，但是，它的分布局限于水文网，距离稍远，使用就受到限制。地下水除在水系附近存在之外，还在远离水系的山区和平原广泛分布，这样就使地下水和地表水在空间分布上互为补充，使各地的供水条件趋于均衡，使自然界总的供水能力得到比较充分的利用。

地下水另一个优越性表现在时间上的调节作用。一般地说，水在地层中的运移速度比地表水流要迟缓得多，这一方面是地下水流的坡度较缓，另一方面是在地层中受到的阻力大。水流滞缓，也就是水在含水层中停留的时间长。当一个含水系统分布面积较广时，其中滞留的水量可以相当大，这些水可以在缺少补给的季节中提供应用，含水系统实际上相当于地表水流的水库，只不过它是在地下，而且是自然界形成的罢了。一说到水库，有的人就想用地表河流上水库的全部结构来与之作对比，仿佛缺少了水坝，就不能称为水库，所以就闹出了要在含水层中修水坝的笑话。实际上，这里所说的水库，不过是借用这个名词来表示含水层能容纳和调蓄水量的功能而已。

地下水流滞缓的另一种作用，是在枯水季节补充地表河流的水量。在雨季地表河流因得到补给而流量加大，水位抬高，与此同时，其临近地区的地下水也因获得补充而水位升高，对潜水来说，就是加大了含水层的厚度，这些水量在枯水季节会逐渐向地表河流排泄，一般地表水流的枯水流量都是由地下水的排泄所组成。所以，地下水在时间上的调节作用，不但供给了非降水季节的水源，而且是构成地表水流枯水流量的主要成分。由此不难看到地下水和地表水之间的密切关系和地下水的可宝贵的另一种表现。

四、复杂性

地下水资源远较地表水资源为复杂，很重要的原因是，其资源形成过程与分布情况无法直接从地面观察。这就给分析与评价资源带来两方面的困难。其一是地下水本身的变化不能直接观察，例如补给水进入含水层的情况，含水层中水的运移情况，以及取水后地下水的变化等等，都必依靠长期观测的资料加以分析判断，其二是增加了勘查工作的复杂性，例如为了确定含水系统或含水层的边界范围和性质。确定系统内各种有关参数，必须投入一定的勘探试验工作量。

降水转入地下使地下水获得补充的过程是看不见的，所以只能根据泉流量的变化，井及钻孔等水位的变化，来判断这一过程的出现与消失。至于补给的数量往往不容易作出精确的判定，因为影响因素多，而且其中有些是变化的。例如，包气带的岩性、补给区所处的地形部位等，属于不变因素，而降雨强度和数量，却往往每年以至每次有所不同，从而

影响渗入补给的水量。但是，通过长期不间断的观测，仍能取得基本符合实际情况的数据。因为，各种气象和水文要素虽然每年有所变化，可是从长期来看，任何地区都可以得出代表其平均状态的多年平均值；利用这种规律，仍能取得较好的结果。因此，无论直接测定渗入量，或利用均衡法计算，都要以长期观测的资料为依据。另外，在观测基础上也出现了一些计算各种要素的公式。

为了查明水在含水层中运移的情况，首先应判定其运移方向，当然，如能确定其具体的运行路线则更好。其次，则应测定其渗透系数及渗透断面。这些数据表征含水系统某一区段的导水能力，是随后进行水量计算的依据。无论如何，这些工作比在地表水流中直接测定流速及流量要复杂得多。

以上说的是天然状态下的情况。当含水系统被开采时，等于增加了新的人为的排泄去路，这一人为增加的排泄量，破坏了含水系统原有的均衡状态；只有当这种影响到达含水系统的补给区并引起补给量的增大，或到达排泄区引起排泄量的减少，或两者兼而有之时，才能建立新的均衡。但是，从取水点到补给区或排泄区，一般都有一定距离，影响的传递需要相当时间；看来，除岩溶含水系统和某些裂隙含水系统外，这一过程是相当缓慢的。

凡此种种，往往需要根据资料分析判断，而不能依据观察直接作出结论，这就是复杂性的一个方面。

勘查工作的复杂性又表现在两个方面。一方面，根据地表观察或一定的地下资料推断地下情况来布置勘探工作时，效果的好坏，在很大程度上取决于推断者对当地情况熟悉的程度和他本人的经验。同一项工作，往往由于推断上的不同，结果可以差别很大。当然，这个问题普遍存在于地质勘查工作之中，并不是地下水勘查中独有的问题。

另一方面，通过勘查应取得地下水水量评价所需的两类资料，一是边界条件，一是各种有关参数。边界的确定取决于勘探工作布置得是否正确。为了取得可靠的参数，则应根据计算的需要及含水系统范围内可能的变化，选择有代表性的区段进行试验工作。这就要求事先明确计算的要求，正确地分析工作区的地质、水文地质情况及资料。所有上述各项工作，如果有某一项做得不合乎要求，地下水资源计算就不可能得出满意的成果。

第二节　地下水资源分类及其应用

一、地下水资源分类

地下水资源评价是一个至今未很好解决的问题。原因是多方面的。但是，地下水资源划分得是否恰当，无疑是一个重要因素。

建国初期，我国曾原封不动地采用了苏联的地下水储量分类*应用了一个时期以后，到六十年代就发现了不少问题。其中主要是（1）这一储量分类没有说明其应用条件。根据我国应用的情况，有时是对一个含水系统评定其水量，有时是对一个水源地，有时甚至

* 该分类將地下水储量划分为天然动储量，调节储量，永久储量（或静储量）及开采储量四者，详见普洛特尼可夫著《供水用地下水储量分类及其计算法》，地质出版社，1959

是对一两口抽水井进行评定。一般前者的结果比较接近实际情况，后两种则与实际情况往往有较大的出入。（2）此种储量分类方法对某些类型的地下水不适用，如松散沉积物中的深层承压水就是其中之一。（3）四类储量相互重叠，不易区分，应用时不易掌握。（4）储量分类未考虑开发之后补给和排泄条件的变化对补给量的影响。

要正确地进行地下水资源评价，必须在分析地下水资源特征的基础上，对地下水资源进行合理的划分。前面说到的地下水资源的四个特征，除可宝贵性中的水质问题是地下水评价的前提之外，其他三个问题都与资源评价关系密切。

一个地下含水系统是个整体，系统之中任何地点的补给水量，都是全系统的收入。反之，任何点所排泄的水量，包括人为取水在内，都是整个系统的支出。只有对全系统的总收支基本清楚之后，才能明确该系统可以开发利用的水量。鉴于我国以往地下水资源评价的经验教训，应当明确认识，对具体的水源地或取水井群的水量计算，应该是在明确全系统资源情况基础上的水量分配。各自进行评价，无论计算如何精确，终必发生问题。许多用水过量或相互争水问题的产生，在很大程度上是因为对这个问题未能认识到或根本就未意识到。在此水源日益紧张的时期，充分接受以往工作中的这一经验教训，加以纠正，实为至要。

可恢复性是地下水资源突出的特点。由于这一特性，地下水不但区别于固体矿产资源，也有别于流体矿产石油和天然气。

含水系统与外界经常进行着水量交换，每年接受一定数量的补给，并给出一定的排泄量，在天然状态下，多年中保持平衡，即其补给量与排泄量相等，并在含水系统中经常保持一定的水量。经常与外界发生交换的那部分水量，是可恢复的水量，从多年平均的角度看，就是含水系统每年获得的补充的水量。这部分水量就称为补给资源。含水系统中不经常参与交换的那一部分水量，是在历史时期，有时甚至是地质历史时期中累积所形成，一旦排出系统之外，需要长时期才能恢复，这部分水就称为储存资源。

对任何类型含水系统的地下水资源都可以区分为补给资源和储存资源。但是不同类型含水系统中补给资源和储存资源的状况，有所不同，下面作进一步的探讨。

岩溶含水系统主要可分为两种形式。第一种是暗河式。即在岩溶地块中主要发育类似地表河流的宽大水流通道系统。水的运动通畅无阻，流速很大。补给停止后，地下暗河也很快干涸。它与地表的间歇河很相似，不过一个是在地上，一个是在地下罢了。这类岩溶含水系统，尽管补给来源充沛，但是缺乏储存水的能力。泉的流量动态变化很大，很难加以利用。例如我国岩溶强烈发育的广西山区，尽管年降水量达到1500mm以上，但有些地区渗入形成地下水后，便迅速流走，岩溶含水系统缺乏调节能力，因而常成为缺水地区。这类岩溶含水系统有比较丰沛的补给资源，但很少甚至缺乏储存资源，必须采取人为措施加以调节，增大其储存资源，才好利用。

第二种可名水库式，又分为两种情况。一种是岩溶含水系统中存在着能够储容大量水的溶洞，它通向排泄点的通道至少有一部分并不十分通畅，在补给停止期间，溶洞中储存的水不断流向排泄点，使泉可以保持一定的流量。另一种是岩溶系统中存在着不同规模的溶洞和溶蚀裂隙，当补给区的范围较大时，补给停止后，存在于主要通道中的水虽然很快流走，但在细小溶洞和裂隙中的水，仍不断缓慢地排入主要通道，起了类似水库蓄水逐渐泄出的作用。这样，由于储存于不同大小空隙中的水，以不同的速度，递次排泄，使排泄

点的水在旱季仍保持一定的水量。上述两种情况，只是储水形式不同而已，实质并无差别，都能储存一定的水量。当连续干旱年份出现时，仍能供给一定的水量。其供水量的大小和持续时间的长短取决于储存资源的数量。当然，在具体条件下，很可能是巨大的储水溶洞与微细的储水裂隙并存。总之，水库式的岩溶含水系统，不但有补给资源，而且有相当数量的储存资源，具有较好的天然调节能力，使水量在时间上分配较均匀，故对用水比较有利。枯水季节泉的流量愈大，不稳定系数愈小，则说明岩溶含水系统调节能力愈强，储存资源的数量越大。

裂隙含水系统有两类，凡具有供水意义者，都兼有补给资源和储存资源。一般宽大裂隙既是输水通道，也可以储存水量。细小裂隙在接受补给以后，主要是储存水量。当岩石中仍保留有原生的孔隙时，也可以起储水的作用。总之，构成裂隙含水系统的前提是大小裂隙相互连通。开张程度不同的小裂隙中的水，部分构成储存资源；获得补给之后，宽大裂隙中的水未排泄到一定程度之前，小裂隙中的水较难运移；一般其开始排泄的时间，一方面随其与大裂隙连通的程度而不同，另一方面随裂隙本身的宽度不同而异。正是这些小裂隙，有时也有部分孔隙中的水，构成一个裂隙含水系统干旱季节的供水量。在连续干旱年份出现时，也就是补给量持续少于多年平均的补给量时，供水的来源有相当数量要依靠储存资源的供给。所以，只有范围较广阔而且大小裂隙相互连通的系统，才可能有较好的供水能力，这也正是裂隙含水系统很少作为大型供水水源的原因之一。

孔隙水的资源评价比较复杂。一方面由于潜水和承压水在有些情况下，可以构成统一的系统；在另外一些情况下，则必须分开考虑。当二者的补给水量来源相同，或者是主要的补给水量是同一来源时，可以看作同一个系统。这种情况下，浅层承压水与潜水之间缺乏稳定的隔水层，其中的水在一定程度上可以相互连通。实际上浅层并不单纯指的埋藏深度，而包括两者的隔绝程度：在平原与盆地的松散沉积物中，埋藏愈深的水，与上部潜水及与补给区的联系愈差，愈显示承压水的典型特征。

平原浅部沉积物中的潜水和浅层承压水，分布区就是补给区，主要接受降水和地表水补给，通过蒸发排泄。由于水流梯度很小，颗粒较细，故地下径流微弱，补给和排泄表现为潜水位的升降。当含水系统中的含水层厚度较大时，储存资源有一定的数量，在干旱年份保障供水的能力较强。华北平原所以旱涝为害严重，浅层含水系统的储存资源较小。是主要原因之一。

山前地区的潜水和浅部承压水接受山区降水或融雪水的侧向补给，这是补给资源的主要来源，当地降水的补给，一般只有次要作用。在干旱地区，前者可能是补给资源的唯一来源。

深部承压水在天然条件下，仅在山前的补给区接受补给，一般补给资源相当有限，主要取决于分布区与补给区的距离，水位差和岩性。当含水系统厚度大时，储存资源量大。在开采条件下，深层孔隙承压含水系统补给资源和储存资源的组成与转化比较复杂。

开采松散沉积物中的深层承压水时，采出的水量中可能包含五种不同来源的水。第一种是来自山前补给区的侧向径流，它来自含水系统以外的降水或地表水，应属于补给资源。第二种是因采水引起含水层下降漏斗水压力降低，水的体积会发生相应的膨胀，据估算每减少一个大气压，水的体积约膨胀1/21000，这时含水层中水量的增大，应属储存资源。第三种是含水层受到压力后孔隙度降低所排出的水。在未采水前，含水层颗粒与孔隙

中的水各支撑一部分上覆地层的压力，与上覆地层的总重量相平衡。取水后，在下降漏斗范围内，压力水头相应降低，破坏了含水层支撑力与上覆地层压力的平衡，含水层相应的在同一范围内以不同程度缩减其孔隙度，以恢复其支撑力。因含水层孔隙度减小而排出的水是原来储存在含水层之中的，应属储存资源。第四种是与采水层相邻的半透水的粘性土隔水层中释放的水。开采前，粘性土中也充满水，其中的水与含水层中水的压力相平衡，当含水层下降漏斗范围内的压力水头降低时，在同一范围内，粘性土中的水必因压力较高而向含水层中释放，成为含水层中取用水的一部分；这种水是原来储存在含水系统中粘性土中的水，当然属于储存资源。第五种是位于取水含水层之上和下的其它含水层中的水，通过粘性土层向取水含水层越流的水量。前面第二章中已经说到，隔水层只有相对的意义，当压力足够大时，即可透水。当取水层和其上和下的相邻含水层中的水头差大到足以克服粘性土层的阻力时，就会产生以相邻含水层向取水层的渗流，这就是越流。这种水一般均来自相邻的承压含水层，它的水资源性质是复杂的。当相邻含水层也是开采的含水层时，则取水层所获得的越流量，即是相邻含水层所损失的水量，从总取水量来看，实际并未增加。因此这种水量最好是根据情况或统一、或分别进行计算，以避免重复。综上所述，对深层孔隙承压水来说，只有来自补给区的侧向径流，才是其补给资源，越流的水应根据不同情况而定，其余三种水都属储存资源。

从以上的分析可知，无论是孔隙水、裂隙水和岩溶水，在具体条件下，尽管它们的埋藏、分布、补给和排泄情况有很大的差别。但是，从水资源的角度来看，任何类型的地下水都可以区分为两类资源：第一，名为补给资源，从多年平均的角度考虑，即每年可以得到补充和恢复的水量；第二，名为储存资源，即由于不断积累，储蓄在含水系统之中的水。其中最古老的可以是某些地质时期保留在含水系统之中。也可以是或长或短历史时期逐渐积累在含水系统之中的水。补给和储存两种资源在性质上是不同的。在一般情况下，含水系统中的水都存在这两种资源，只有在特殊情况下，两者之一可以不存在。

二、地下水资源的可利用程度

一个含水系统能长期而稳定地提供的最大水量，原则上便是它从外界所获得的补给量，亦即其补给资源。只有这种不断得到补充的水量，才能长期有保证地使用下去。当然无论降水、地表水或其他的补给来源，每年对地下水进行补充的数量都是变化的，因此补给资源一般只能以多年平均的年补给量来表示，亦就是多年平均可以保证提供的最大水量。由此可知，一定数量的补给资源是保证供水能顺利进行的必要条件。

储存资源是含水系统在历史时期或地质历史时期中所累积的水量，在天然条件下，这部分水量不参加自然界的水循环。但是它也是供水工作中不可缺少的必要组成部分，没有储存资源的含水系统不能作为供水水源。根据如下：第一，不论取水方式如何，必须使地下含水系统中的水位与取水设备中的水位保持一定的差距，取水方能顺利进行，换言之，即系统中必须保持一定的水层厚度，不然即无法取水。保存在含水系统之中的储存资源起了保证取水条件的作用。第二，当储存资源取用一定数量之后，在一定条件下可以恢复，即可以起调节水量的作用。前面谈到，含水系统每年所获得补给资源的数量是变化的，一年中的不同季节也有所不同，而供水则要求长期稳定的提供水量；在补给资源不足的年份和季节，只要储存资源的量足够，而且可以在一定条件下能够恢复，即可动用储存资源以保证

供水工作正常进行；而在补给资源较多的年份和季节，即丰水期，再补足所消耗的储存资源，这就是储存资源的调节作用。所以储存资源的数量愈大，所能调节的水量愈多，保证均衡供水的能力愈强。因此一般地说，不应动用储存资源的原因，就是为了保持含水系统的调节能力。第三，储存资源并不是都可以补偿的。不能补偿的储存资源只能用一点少一点，含水系统储存资源的枯竭，意味着该系统失去供水能力。第四、含水系统与海相连通时，必须在资源评价中，考虑海水侵入含水系统的可能，也就是说，海滨地区的含水系统应保持足以抵抗海水向含水系统运动的水位，实质上也是保持一定程度的储存资源。

第三节　我国开发利用地下水过程中出现的问题

解放以来的三十多年中，由于我国工农业发展和人口增长，对水的需求日益增多，地下水的开发利用愈来愈占重要地位。在开发利用地下水方面积累了一些较好的经验，也出现了一些问题。

一、生活、工业和农业用水之间的矛盾

城市及其附近，通常建立有较大的供水系统。解放以来，城市人口增长很快，生活用水需要日增。同时，工农业的发展，也要求愈来愈大的水量。在一些以地下水作为主要水源的城市，需要增加水量时，简便易行的办法便是增打采水井。公共供水机构在建立与扩充水源地时，是考虑到地下水的补给与井的布局的。而工厂企业则往往为了方便而自建供水系统，甲厂在自己院内打井，相邻的乙厂的井受到干扰，出水量减少，于是乙厂便加大井深，加大提水深度，这又使甲厂井的出水量减少，也采取加强采水的措施。如此便形成恶性循环。当采水井开发同一含水系统的地下水时，含水系统所能提供的最大供水量是其补给资源，用水量超过补给资源，必然要消耗储存资源，而使水位不断下降。有的地方为了解决水位不断下降，便提出分层取水的办法。分层取水固然可以相对地减少井间干扰，降低采水成本，但是，它无法改变由于采水量超过补给资源而引起的水位下降趋势。而长期过量的开发地下水，必然引起资源耗竭，开采条件恶化，从而破坏含水系统的供水能力。

用于农业灌溉的水井有时比较浅，附近工厂的供水井群投入生产一定时期以后，往往会使这些农用水井全部报废，因为地下水位已经降到浅井井底以下去了。铁路沿线开采量相当大的机车供水井往往也使其附近的农用水井失效。

这些用水方面的矛盾、除了部分由于井的间距过近产生相互干扰之外，在大多数情况下，实质上都是由于对地下水资源心中无数，开采过量，或者虽然正确地进行了地下水资源评价，但是未能根据资源情况进行统一的管理。

二、矿山排水与供水的矛盾

采矿时往往会遇到地下水涌入矿坑的问题。然而，能够造成长期大量矿坑涌水的，必定与较大的含水系统有关。从供水的角度看。这类含水系统，只要水质适宜，当然是良好的供水水源。但是，采矿以取得矿产为目标，供水以取得水量为目标，两者的出发点不同。大力进行矿坑排水的结果，在相当大的范围内疏干了地下水，造成缺水。在我国北方半干旱地区，尤其是可溶岩层发育地区，这一矛盾更为突出。因为岩溶含水系统的特点是

集中排泄，矿坑排水将一定深度以上的地下水疏干，实际上便将范围广大的岩溶含水系统的水位降到一定深度以下。这样，因排水而造成的供水困难地区就更大，甚至可能使矿山本身所需的供水也无法保证。

有的地区提出了排供结合的办法，也就是说，尽可能地将矿坑排水与工农业生活用水结合起来，统筹考虑。在本地缺乏水的用户时，则提供给临近地区使用，不使宝贵的地下水源白白浪费。当然将矿坑排水用于供水，需要解决一系列问题。例如，排水设计应尽可能考虑按水质的不同，将排出的水分别提供生活、工业和农业之用。又如矿坑排水量大而集中，供水则要求水量长期稳定，这些问题都需要加以研究解决。

三、地表蓄水、排水和用水的矛盾

华北平原是我国最大的平原，自北而南属于海河、黄河及淮河流域。年降水量由南部淮河流域的700—800mm，至北部海河流域减少到500—600mm。雨量集中，多年中雨量变化可达数倍。总的说来，降雨不足且分配不均，故保证农业灌溉水源是农业增产的重要措施。但是这一地区除了干旱缺水以外，雨季，特别是多雨年份，往往又易发生涝灾。除南部外，土壤盐渍化也很普遍。旱、涝、碱交替为害是华北平原农业增产的主要障碍。

建国初期，首先完成了治淮工程，减轻了南部的洪涝灾害。50年代末期，由于急切希望改善农业生产面貌，除建立地表引水工程外，还修建了不少拦蓄降水的“平原水库”，以期“水不出田”，保证旱季灌溉用水。排水无出路又恰值丰水年，地下水位上升，次生盐渍化普遍发展，反使农业生产受到了损失。随后，取消了“平原水库”并停止了全部引水工程。地下水位逐渐下降。1963年的特大降雨，造成大面积洪涝灾害，于是又大修排水工程，宣泄洪涝并使地下水位随之降低，使洪涝大为减轻，次生盐渍化也基本消除。但是，往后连续出现少雨年份，干旱缺水的矛盾又突出起来。

从华北平原治水经验可以看出，大面积引蓄地表水是为了缓解干旱，但由于增加了浅层地下水的补给，地下水位上升过高，引起次生盐渍化。减少了地表蓄水对地下水的补给，并加强排水以后，地下水位下降，次生盐渍化得到消除，但同时却突出了干旱的矛盾。由此可见，地表水与地下水密切联系，旱、涝、碱害不能单一治理。将这几方面的问题联系起来考虑，可将潜水及浅层承压水看作“地下水库”，干旱季节充分开发利用浅层地下水，腾出地下库容，雨季时充分利用地下库容纳降水。这样，一方面使原来形成洪涝的雨季过多的降雨，消纳于地下，减轻洪涝危害；另方面，将原来白白流入大海的降水储存于地下，增加了干旱季节的灌溉用水，减轻干旱的危害。另外，通过开发利用浅层地下水，地下水位可以得到控制，又能较好地解决蓄水与土地盐渍化的矛盾。综合利用水资源，综合治理旱、涝、碱，这正是干旱半干旱平原地区正确处理蓄水、排水与用水之间矛盾的方向。

第四节　地下水资源的管理和规划

前节所提到的这些问题，归结起来就是必须进行地下水的统一管理与规划。随着工农业生产的发展，人口增长及人民生活水准的提高，用水量愈来愈增加，天然供水能力与对水的需求之间的矛盾愈来愈突出，地下水开发利用的规划与管理就愈有必要。进行这项工

作的目的是：充分发挥现有地下水资源的潜力，并预见将来发展的需要，提前考虑用水对策。

地下水是按含水系统发育的，因此，不但资源评价应按系统进行，地下水的管理工作也应该系统进行。由于地下水与地表水有着密切联系，相互转化，又都是供水的水源，所以，应进一步考虑地表水和地下水的统一管理和规划。地下水资源不足时，应进行人工补充。当充分利用本地区水资源尚不能满足要求时，则应提出跨流域调度水源的规划。

一、地下水含水系统的划分与管理

前已提及，凡是具有较大供水能力的含水层，无论是孔隙水、裂隙水、还是岩溶水，都构成一个大的地下含水系统。通过查明其分布范围与补给范围，计算其补给量即补给资源，及储存量即储存资源以后，对一个含水系统的资源状况就可有一个通盘了解，进行通盘管理。

供水能力不大的小而薄的含水层，实际上也分别属于不同的含水系统，总体地看来也可以提供相当的水量，对于解决分散的生活用水及农业灌溉用水，可起相当的作用。华北平原有不少地方就是如此。由于它们小而分散，不能大规模地投入勘查工作，因此，可以通过初步调查，将一个地区这种小的含水系统划分为若干个类型，选定典型地段进行勘探、试验与长期观测工作，以确定其补给资源与储存资源。

作为一个地区，不但应对具有较大供水能力的重要地下含水系统进行管理，又要对分散的，小的含水系统作为一个整体进行地下水管理。在掌握资源底数的基础上，根据人民生活、工农业生产发展的轻重缓急，合理规划用水，正确处理各方面的矛盾。例如，有的地段和部门可以利用地表水，有的可以利用深层水，有的可以利用浅层水；工业和生活废水，在不污染水源的前提下，凡可供农业灌溉之用者，应尽量加以利用；有些情况则应在处理后再应用；而有的工业部门可以利用不宜于灌溉的咸水。对每个重要的含水系统，必须统一规划供水工程，采水并要合理布局，避免干扰和超量开采，随时掌握耗用的水量，以及地下水资源的变化，及时进行调整。资源底数清楚，则在预计需水量超过现有资源时，可以提前规划开源节流的各种措施，提出解决办法，保证生活与生产顺利进行。

在有矿坑排水的地方，应将这项工作也包括在一个地区的地下水管理范围之内。这样，为矿山排水与供水而进行的水文地质勘探工作可以结合起来，减少不必要的重复工作量。并可将矿坑排出的地下水纳入地区性统一供水计划之中，达到兴利除害，综合利用的目的。这样，对国民经济的发展将是十分有益的。

二、地表水和地下水资源的综合管理与规划

对一个地区的地下水进行统一管理和规划，可以避免地下水开发中的混乱，合理有效地利用地下水资源。然而，地表水与地下水关系密切，两者相互转化，不统一管理规划，很多问题解决不了。岩溶地区往往有这样的现象：一条河流进入落水洞，转入地下，而在远处的下游，又重新流出地表，成为河流。在这种情况下，地表水和地下水属于同一密不可分的系统，不论用地表水，还是用地下水，都取自共同的来源，允许取用的最大水量只有一个。一条河流通过透水性良好的地层，高水位期河水补给地下水，而低水位期，地下水供给河流以水量。在开采地下水的情况下，可能变成河流常年补给地下水。由于这些情况，地表水与地下水分别估算资源与规划管理，都比较困难。在资源评价时，把地表水进

入地下，地下水流出地表的水量，都一一计算，往往把同一个水量重复计算了多次。由于目前地表水与地下水的调查与管理分属不同的机构，这种人为地夸大水资源的情况是相当普遍的。而在统一计算时，只要知道地下水除河流以外的补给量及河流的流量，就可以确定全区的水资源了。另一方面，统一规划管理水资源可以合理调配利用不同水源，人为调节水资源的转化关系，使之使用最方便，最大限度地发挥水资源的潜力，并做到既兴利又防害。当然，除了地区性统一管理规划外，还应按次一级的流域分区管理规划。

前面提到的蓄水与排水的矛盾，只有将地下水与地表水统一管理，才能处理得当。

引地表水进行灌溉，实质上是人为地促进地表水补给地下水，必然引起水均衡条件的改变。常常可以看到这样的调查报告：某灌区引地表水若干，灌溉土地若干亩，农作物增产若干；结论是“这是很成功的经验”。报告完全属实，只是结论欠妥。因为灌区外围引起地下水位大面积上升，甚至造成土壤次生沼泽化与盐渍化，导致大面积减产。调查者只调查灌区，灌区之外不属考察的范围，外围的情况在报告上当然也就没有了。缺乏统一的地表水与地下水的规划管理，缺乏兴利除害的统一考虑，缺乏针对地区特点的统一用水方针，就会出现这类各自为政，兴利同时也“兴害”的怪现象。实际上，统一规划管理水资源，完全可以做到合理调节水均衡，将地下水位在不同时期控制在不同深度上。

水作为一个整体，在自然界中不断循环，地表水和地下水都是这个整体的一部分，它们几乎全都源自大气降水，并在一定条件下相互转化。所以，无论从自然规律还是从利用的角度，统一研究、统一规划、统一管理是完全必要的。目前不少地区存在着的多头管水，多头治水的现象应当改变。

三、人工补给地下水

对一个含水系统作出资源评价以后，在开采过程中仍需进行长期观测工作，以验证地下水资源的数量，掌握开采条件下的地下水均衡。在开采量超过补给资源时，则应及时采取人工补给地下水的措施。当然，最好是根据地下水资源数量以及预计所需的供水量，对其缺额部分，从一开始开采就有计划地加以人工补充。

除了补充地下水资源，改善地下水位强烈下降区的开采条件以外，地下水人工补给还用于以下目的：储存冷源用于空气调节与冷却，储存热源用于锅炉用水，控制地面沉降，防止海水倒灌等。

地下水人工补给的水源有大气降水、地表水，以及生活、工业废水，灌渠退水等，其中主要的是地表水，特别是汛期的洪水。

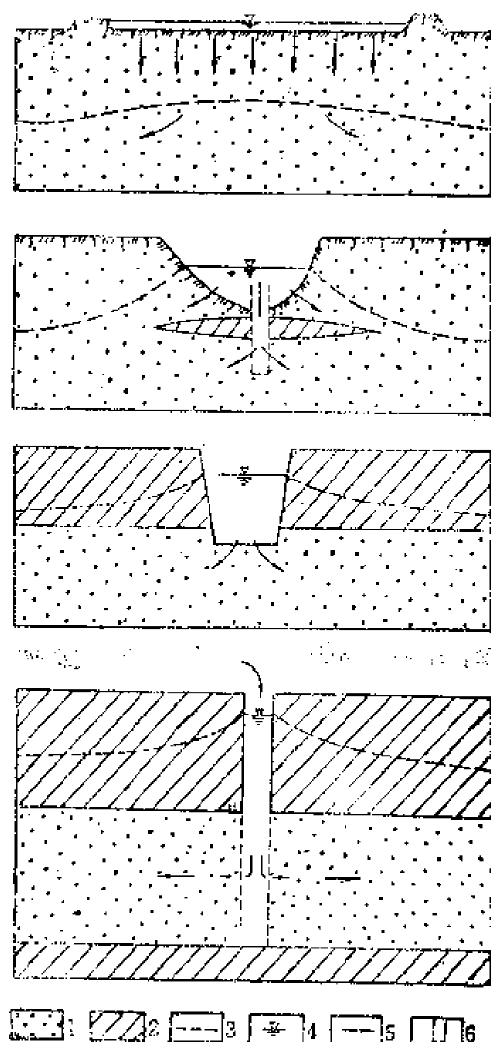
我国北方地区，水资源不足，但由于地表径流在时间上分布过分集中，汛期水常被迫弃走，将这部分水蓄存起来以备缺水季节使用，是充分利用水资源的重要方面。另外，跨流域调度水源时也需要对水量进行调蓄。

调蓄水量有地表蓄水及地下蓄水两种方法，平原中进行地表蓄水，库容有限，占用土地，而且容易引起周边地区地下水位上升，造成危害。而地下蓄水库容大，不占土地，蒸发损失小，副作用也较易避免，而困难在于选定适当的补给地区及方法。随着对地下水需求的增长，人工补给地下水愈来愈占重要地位，天然的含水层，也愈来愈多地发挥其人工调节资源的地下水库功能。

对于浅层地下水可以采用地面引渗，河渠引入、坑塘引渗以及井孔灌注等人工补给方

式。深层承压水则采用井灌，或在其补给区进行引渗（图11—1）。以美国加利福尼亚地区为例，采用不同方式人工补给地下水的水量分别为：格田入渗占59.4%，河渠入渗34.9%，坑塘入渗1.3%，井的灌注1%。

国外常用的格田法，是在地面修建格状围提，然后引水渗补地下。这种面渗方法渗透面积大，补给均匀。表土透水性愈好，地下水位较浅，田面水层厚，则单位面积单位时间的补给水量就大。此法多用于沙林荒地、休耕地，对于土地利用率高的我国，应用有一定限制。面渗的另一种方式是，适当加大灌溉定额，结合灌溉补充地下水。


11 1 人工补给地下水的方式

1—透水层；2—半隔水层；3—地下水位；4—地表水位及井中水位；5—水流方向；6—井

河渠引渗与耕作矛盾不大，但由于是线状入渗，故补给不均匀。土层透水性愈好，河渠密度愈大，河渠水位与地下水位高差愈大，则补给效率愈高。采用此方式时应注意解决蓄水引渗与防洪防涝的矛盾。

利用坑塘蓄水并渗补地下水是一种方便的人工补给方式。坑塘的渗补能力随其底土透水性周边长度及贮水深度增大而加强。

以井灌注补给地下水的效率最高，但技术较复杂，成本较高。向井中灌水时，井的吸水能力随时间延续而逐渐降低，这是由于井壁及含水层发生淤堵的缘故。产生淤堵有以下几种情况：灌水中的悬浮物在井壁及周围含水层中沉积；灌水中所含微细空气气泡聚集于井壁附近堵塞孔隙；由于灌水与含水层的水产生化学反应，或由于温度改变，产生化学沉淀堵塞；灌水带入的微生物在井壁或含水层中繁殖造成堵塞；由于灌注破坏井壁反滤层，降低了井壁透水能力。

因此，对于灌入的水必须进行化学分析，必要时应进行处理，受到污染的水不应灌入井内。但是，所有导致淤填的因素中，最经常且影响最大的是悬浮物及气泡的堵塞。除了对灌水事先沉砂过滤外，还必须定期回扬，以清除悬浮物与气泡。

四、跨流域调配水资源问题

当一个地区的水资源经过充分调配利用仍不能满足生活和生产的需要时，则应考虑从水资源有剩余的地区调入地表水。跨流域调水是否必要，首先要看地下水管理调度是否得当，是否充分发挥了本地区水资源的潜力。一个地区的降水量是一定的，但是，如果所有的降水都尽可能地滞蓄于地表或地下，就会使可利用的水资源大大增加。如果本区的水资

源尚未充分利用，甚至还有不少水白白流走，同时，又提出调入水源，那是不合适的。

跨流域调水，常需兴建大量的工程，需要一定的时间，可能会遇到各种事先预想不到的问题，而在兴建以前又要进行一系列的勘查和研究工作。因此，应根据本区水资源状况及需水量的增长，及早规划，提前勘察研究，以便能及时调入所需的水量，即所谓“宁未雨而绸缪，勿临渴而掘井”。

除了引水量，引水线路等，还必须研究解决蓄水的问题。从我国来说，大规模的调水必然是从多水的南方将水北调，调水路程较远，而南北方降水季节比较接近，必须在沿途及用水地区设有一定容量的调节蓄纳库容，才能保证干旱缺水季节的水量供应以及输水渠道正常运营。因此，不仅要计算全年需水量，而且应计算逐月的需水量，并据此确定调蓄库容的容量及调蓄的方式。调蓄方式应根据各地条件选择地下调蓄或地表调蓄，或两者结合。

向某一个流域调入新的水源，将使其原有的水均衡发生变化，气候以至生态都会改变。所以，应事先预测可能的变化，采取控制浅层地下水位的措施，防止次生盐渍化与沼泽化。如果不是很仔细地估计到水文地质条件的变化，对此掉以轻心，则很可能水利未得，反酿水害。当然，无论如何，预测不可能完全符合实际，因此，在引水过程中应布置地下水动态与均衡的观测，及时发现问题，提早采取改进措施。

第十二章 与地下水有关的环境问题

第一节 概 述

包括地下水在内的自然环境是一个处于动平衡状态的大系统。人们的生产与生活活动，有意识或无意识地干扰了地下水的形成过程，就会破坏地下水的天然平衡，在一定条件，会导致环境质量的下降。

第二次世界大战以来，科学技术与生产力突飞猛进，一方面提高了人们的生活质量，另一方面也引起环境质量急剧下降，从而威胁人类的生存，环境问题是当代面临的重大问题之一。

与地下水有关的环境问题，大体上包括以下方面。

1.过量开采地下水，导致开采条件恶化，资源枯竭：六十年代以前我国华北许多地方的孔隙承压水都可自喷，七十年代以来大量开采，储存资源迅速消耗，造成了许多地下水位下降漏斗。单个漏斗的面积最大可达数千km^2，漏斗中心水位深达数十米。随着地下水位深降，提水工具不断更新，采水的能源耗费不断增加，许多地方出现水荒。大型矿山排水，也造成大规模地下水位下降漏斗，造成附近居民点及矿山本身的用水困难。

2.采排地下水引起地面塌陷：对上部覆盖有松散沉积物的岩溶含水层采排水，地下水位降到覆盖层以下时，覆盖层失去水的浮托力的支撑，加上地下水流速增大后，水流冲蚀颗粒，松散沉积物塌陷，地表形成许多塌陷漏斗，广西凡口铅锌矿采矿排水，到1976年产生地面塌陷漏斗1392个，塌陷范围近5km^2，地面建筑物，道路遭到破坏。

3.拦蓄与引入地表水导致土壤次生沼泽化与盐渍化：不仅过量开采地下水会引起环境问题，拦蓄本区地表水或从外区域引入地表水进行灌溉，使地下水增加了新的均衡收入项而抬高地下水位，也将造成土壤次生盐渍化与沼泽化。

4.抽取地下水引起地面沉降。

5.海水或咸水侵入淡水含水层，导致水质恶化。

6.人为影响使地下水水质污染。

以上与地下水有关的环境问题，进一步会导致生态平衡的破坏。例如地下水位下降可引起土壤砂化，植被衰退。次生沼泽化与盐渍化将使土地荒芜。与地下水有关的环境问题不是一开始就能发现的，一旦恶果酿成，很难消除，甚至永远无法消除。所以，必须事前充分估计，警觉地加以监测，及时采取预防与补救措施。

还有一种与人类活动无关的地下水环境问题，就是天然条件下地下水水质因含某些元素过多或过少，饮用后引起地方病。

与地下水有关的环境问题已经形成一门新的蓬勃发展的水文地质学分支——环境水文地质学。

第二节 开发地下水引起的地面沉降

一、国内外开发地下水引起地面沉降的状况

半个多世纪以前，国外就开始发现因抽汲地下水而引起的地面沉降问题。据统计，墨西哥墨西哥城自1898年到1956年累计地面沉降达5～7 m之多。美国加利福尼亚州、泰国曼谷、日本东京都是世界上地面沉降强烈的地区。

地面沉降造成了十分严重的后果。1922年日本关东大地震时，东京的江东地区大范围被海水淹没，高潮位时海水侵入原先的陆地。由此引起了注意，进行水准测量的结果发现了地面沉降。据统计从1961到1970年这十年中，东京江东三角洲约47 km^2面积内，为了克服地面沉降造成的危害，筑堤防潮，整修港湾河道及下水道，修缮民房等，共计化费了820亿日元。如果以此时期内该地区抽取的地下水总量3.6亿吨计算，则为消除不良后果每抽取1 t地下水所支付的费用竟高达230日元（将近人民币2元）在日本，正常情况下开采1 t地下水所要支付的费用仅为1～5日元（折合人民币不到5分钱)(1 t $=10^3$kg)。

我国最早发现地面沉降的是上海市，这里有厚约300m的海陆交互相第四纪沉积物。主要采水层为顶界70m左右的砂层，由地面到主要采水层之间为淤泥质亚粘土与粉砂互层。1922～1938年地面平均下沉26mm，至1965年沉降中心地面沉降最大值达2.37m。此外，我国天津、宁波、常州、西安、台北及河北沧州等市已发现有地面沉降。实际上，城市发生地面沉降时引起的一系列表现较易被觉察，这不等于说其它地区不存在这一问题。

开始发现地面沉降时，对其原因的揣测众说纷纭，认为可能是新构造运动、火车行车震动等等引起的。后来发现，地面沉降的中心往往与水位开采中心一致(图12—1)，而且地面沉降又与地下水开采在时间上同步发生（如日本东京第二次世界大战前地面沉降，战争期间开采地下水量大幅度减少，地面沉降基本停止，战后开采水量增加，沉降又发展），由此开始认识到，大量开发地下水引起地层压密是地面沉降的原因，经过多年研究认识到，粘性土层压密是地面沉降的主要原因。

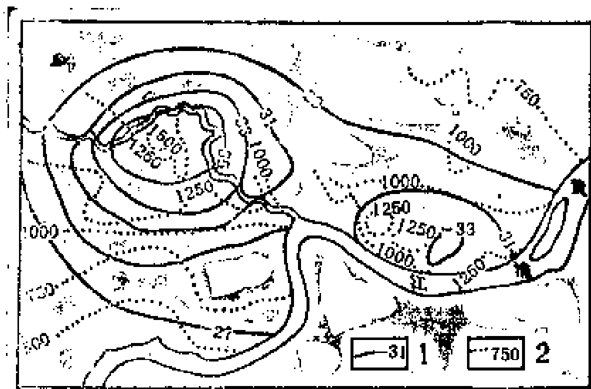


图12-1　上海市地面沉降与地下水降位漏斗关系
(据上海水文地质大队)
1—1964年8月第二承压含水层等测压水位线(标高m)；
2—1948至1963年累计沉降量等值线(mm)

二、开采地下水引起地面沉降的机理

开采孔隙承压水何以会引起地面沉降呢？为了简化讨论，我们设定如图12—2的比较简单的条件：天然条件下，潜水与承压水水头相等（均为H_1），且水位均位于地表。

1.**承压含水砂层的释水压密**：试分析采水前承压含水层顶板（0点）单位面积砂层的受力情况。

深度为h处的砂层所受的总垂直应力P等于上覆饱水土层的重量，即：

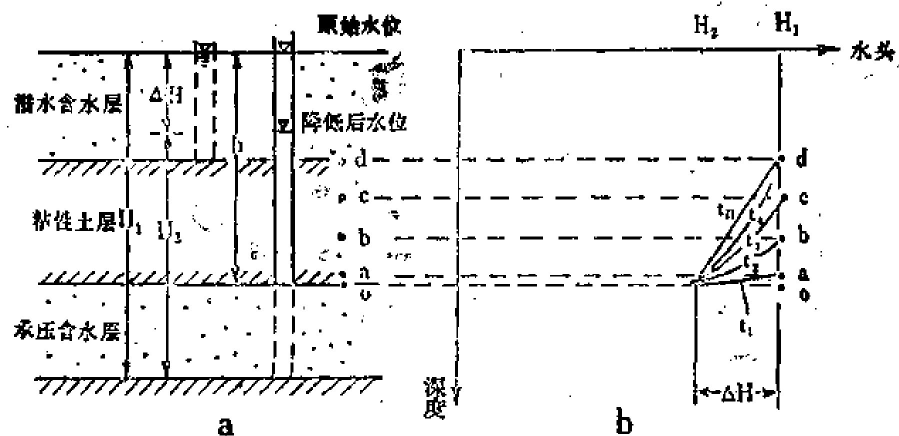


图12-2 开采地下水时土层的释水压密

（据曾文炳修改）

$$P = \gamma_{sat} h \qquad (12—1)$$

式中：γ_{sat}——饱水土的容重，h——上覆地层厚度。

此垂直总应力由砂层骨架（固体颗粒）及水共同承受。水所承受的应力相当于所谓孔隙水压力u，即：

$$u = \gamma_0 h \qquad (12—2)$$

式中：γ_0——水的容重，h——0点水的测压管高度。孔隙水压力u可理解为水对上覆地层的浮托力，由于这种浮托力的存在，使实际作用于砂层骨架上的应力减少。实际作用于砂层骨架上的应力，称作有效应力P_z。

天然条件下处于力的平衡状态，总垂直应力等于孔隙水压力与有效应力之和，即：

$$P = u + P_z$$

则：

$$P_z = P - u \qquad (12-3)$$

有效应力等于垂直总应力减去孔隙水压力，这就是著名的太沙基(Terzaghi)有效应力原理。

开采承压水后，承压含水层水位由H_1降到H_2，水位下降了ΔH（为了表示不同深度上水头的变化，图12—2b中表示水头的座标转动了90°），相应地，砂层孔隙水压力减少了$\Delta u = \gamma_0 \Delta H$，而垂直总应力不变，故原来由水所承受的应力一部分转嫁到砂层骨架上，砂层承受的有效应力相应增加ΔP_z，此时建立了新的平衡，即：

$$P_z + \Delta P_z = P - (u - \Delta u) \qquad (12-4)$$

据（12-4）·（12-3）及（12-2）式可得：

$$\Delta P_z = \Delta u = \gamma_0 \Delta H$$

因开采而引起水位下降ΔH后，砂层骨架所承受的有效应力的增值等于水的浮托力减少值。

砂层是通过颗粒的接触点承受应力的。有效应力增加时，颗粒的接触面积增大，排列更为紧密，孔隙度减少，砂层表现为压缩，地面相应沉降。

停止采水并使水位恢复到H_1，则孔隙水压力恢复到u，砂层骨架所承受应力又降为P_z，颗粒排列复位，沉降地面回弹复原。实际观测表明，抽水过程中，随着水位下降与上

升，并附近地面的高程显示同步地微量下降与上升。

由此可得结论：开采含水层水位下降后，由于砂层压密而造成地面沉降，水位恢复后砂层回弹，沉降消除；砂层释水压密为弹性变形，所引起的地面沉降为暂时性的地面沉降。

2．粘性土的释水压密：有效应力原理同样适用于粘性土层，但是粘性土层的释水压密比砂层远为复杂。

如图12—2，当含水层水头由H_1降到H_2时，含水层上方的粘性土层与抽水含水层之间出现水头差，水由粘性土层向抽水层释出，并使粘性土层水头降低。由于粘性土层渗透系数很小，渗流开始发生于靠近抽水层的一侧，逐渐向对侧发展，分别于t_1，t_2、t_3、t_4时刻波及a、b、c、d各点；相应时刻粘性土层中的水头分布如图所示；经过相当长的时间之后，t_n时刻粘性土层中各点水头稳定分布呈一斜线（设潜水含水层水头始终保持H_1不变）。

试比较抽水开始与t_n时刻孔隙水压力Δu的变化。粘性土层底板靠近含水层一侧$\Delta u=\gamma_0\Delta H$，靠近粘性土层顶板$\Delta u=0$，$\Delta u$的变化如图12-2d三角形所示，根据有效应力原理可知，有效应力的增量由粘土层底面的最大值($\Delta P_z=\gamma_0\Delta H$)变化到粘土层顶面为零。

由此可得以下结论：（1）含水层抽水时，相邻粘性土层的释水压密在空间上是减幅的，即压密是由抽水层近侧向远侧变小；（2）含水层抽水时，相邻粘性土层的释水压密在时间上是滞后的，即由近抽水层一侧向远侧滞后发生。

设含水层水位恢复到原始水位H_1，则粘性土层基本上不发生回弹，即粘性土层的释水压密基本上为塑性变形，这与粘性土的结构有关。粘性土颗粒间有较强的连接力，形成结构孔隙，颗粒移位，结构孔隙缩小，孔隙度降低；应力去除后，由于颗粒间连结力，变形继续保持。由此可得出：（3）含水层抽水时，粘性土层发生塑性释水压密，水位恢复后，土层不回弹，所引起的地面沉降是永久性的，不可消除的。

为了控制地面沉降，上海市在1965年以后通过钻孔进行人工补给，抬高含水层水位，结果地面大体上不再下沉，略有回弹，但原先发生沉降的地面基本上未能回弹复原。

从水量角度看，采水时含水层与粘性土层所释出的水量均属储存资源。但是，在水位回升恢复时，含水层能够回弹储水，弹性释水量也随之得到补偿，而粘性土层基本上不能回弹储水；粘性土层一旦释水，便永远不能得到补偿。由此可知，被开采的孔隙承压含水系统水位复原时，并不意味着储存水量的复原。进行水量均衡计算时，忽略了这一事实会导致计算上的误差。

第三节 海水入侵淡含水层

本世纪初，欧洲的某些滨海地区，在开采地下水过程中，首先发现海水侵入淡水层的问题。在天然条件下，滨海地区，淡的地下水流向海洋并具有较高的水位，一般与其下伏受海水影响的咸水具有如图12—3所示的界面，咸淡水保持平衡。开采使淡水水位下降后，平衡破坏，咸淡水界面抬升而使水质变咸。

格本（Gheben，1889）及赫尔兹伯格(Herzberg，1901)根据静水力学原理得出：咸淡水交界面任一点以上的单位面积淡水柱体的重量，应与海平面向下到此点等高处单位面积海水柱体重量相等(图12—3)。若某点淡水水位高出海平面为h_f，由海平面到咸淡水界面的

深度为z淡水的比重为ρ_f，海水比重为ρ_s，则得：

$$\rho_s zg = \rho_f(h_f + z)g \qquad (12—5)$$

或

$$z = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} h_f \qquad (12—6)$$

若取淡水比重为1，海水为1.025，则

$$z = 40h_f$$

根据此计算结果，以海平面为界，海平面以下淡水厚度应为海平面以上淡水厚度40倍。例如，当地下水面高出海平面10m时，则咸淡水交界面在海平面以下400m处，若抽水使淡水位下降2m，则咸淡水界面将相应上升80m。

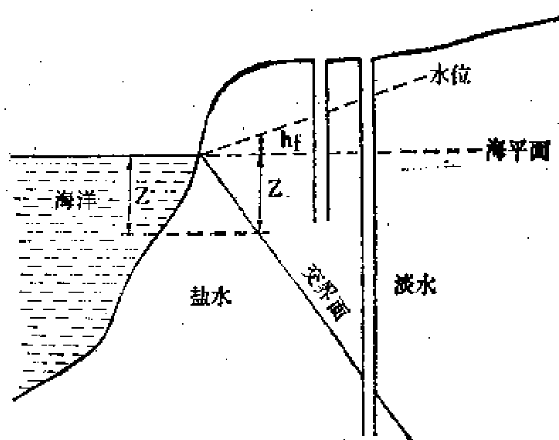


图12-3 静水压力条件下的格本—赫尔兹伯格关系（据多米尼科，1972）

格本—赫尔兹贝格公式以静水力学平衡为基础的，因此实际上仅能适用于地下水以很小的水力梯度不断向海中排泄的条件，抽水情况下用它计算，误差相当大。

休伯特(Hubbert,1940,1953)建立了两种不相混合的流体动平衡条件下一般关系式：

$$Z = \frac{\rho_s}{\rho_s - \rho_f} h_s - \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} h_f \qquad (12—7)$$

式中：Z——咸淡水界面上任一点的标高（海拔）；h_f——打到咸淡水界面淡水一侧淡水井的水位标高（海拔）；h_s——打到咸淡水界面咸水一侧咸水井的水位标高（海拔），其余符号意义同前。

比较式（12—6）与(12—7)可知，当$h_s = 0$，即咸淡水界面上咸水井水位恰好与海平面等高时，两式相等。在开采情况下，h_s常在海平面以下，此时用（12—6）计算所得结果与实际相差较大。

海水入侵淡水层，主要取决于海水与淡水水位的关系，防止海水入侵的关键是保持淡含水层水位高度。荷兰的滨海城市阿姆斯特丹，多年来依靠取用滨海砂丘中的淡水作为供水水源。随着采水量的不断加大，下伏咸水不断上升，近三十年来开始引用莱茵河水人工补给砂丘潜水，每年引渗量达60Mt，以保证正常供水需要，防止海水入侵。

有的情况下，可在供水井与海之间打一排井，用抽水造成水位低槽，或用注水形成水力屏障，以防止咸水进入供水井。在有利地质条件下，可以修建地下防水堤以阻挡海水入侵。

第四节 地下水污染与水源保护

在人为影响下，地下水的物理、化学或生物特性发生不利于人类生活或生产的变化，称为地下水的污染。

近三十年来，随着生产发展，地下水的污染日益严重。据统计，日本约有三分之一的地下水受到不同程度污染；我国对44个城市调查，只有三个城市未发现地下水污染。

地下水污染与地表水污染有一些明显的不同。由于污染物进入含水层，以及在含水层中运动都比较缓慢，污染往往是逐渐发生的，若不进行专门监测，很难及时发觉。发现地下水污染后，断定污染源也不像地表水那么容易。最重要的一点是地下水污染不易消除。把污染源排除之后，地表水往往可以在较短期内达到净化；对于地下水，即便排除了污染源，已经进入含水层的污染物，仍将长期产生不良影响。因此，保护地下水这一宝贵的供水水源免受污染，显得格外重要。地下水中污染物质主要来源于生活污水及垃圾、工业污水与废碴，以及农药与化肥。

这些污染物质可通过各种不同途径污染地下水，雨水淋滤堆放在地面的垃圾与废碴中的有毒物质，进入含水层。污水排入河湖坑塘，然后再渗入补给含水层。利用污水灌溉农田而又处理不当时，可使大范围的潜水受到污染。止水不良的井孔。会将浅层的污染水引入深处污染深层的好水。用灌注井孔的办法人工补给地下水时，如果回灌水含有细菌或毒物，将酿成严重的后果。

地下水的污染，还与地质水文地质因素有关。只要污染源不是分布在补给区，承压含水层由于其上覆有隔水层而一般可免受污染（顶板若为半隔水层时，则可能通过接受越流补给而污染）。不同空隙类型的潜水含水层受污染的危险性不同。细颗粒松散沉积物是良好的天然净水器。细小的颗粒可以滤去粗的污染物质或吸附包括细菌在内的某些有毒物质。包气带土壤中生存着许多微生物，能将许多有机物分解为无害的H_2O与CO_2。因此，当包气带由细土组成且厚度较大时，利用某些污水灌溉农田不会引起地下水污染。岩溶含水层通道宽大，不具有过滤吸附污染物的能力，是最容易被污染的。

分析地下水污染可能时，必须考虑到开采时水力条件的改变。例如，受污染的地表水体原先水位低于地下水，并不会污染后者，当开采使地下水位下降后，地表水就成为污染源了。

保护地下水，尤其是保护作为供水水源的地下水免受污染，是一项十分重要的工作。进行城乡规划时，应当将可能形成污染源的居民点、厂矿企业布置在远离含水层补给区的下游方向。显然，只有对本区地下水的补给、排泄与径流建立足够清晰的概念，布局才能得当。对于供水水源则应建立专门的卫生防护带。苏联的做法是分为三带。第一带，供水井附近，严禁建造无关建筑物，禁止工作人员以外的人员进入。第二带，在第一带的外围一定距离内，工厂须有相应的处理排放废气、废物与废水的设施。除地表有隔水层的地带，不许放牧。第三带可以建立住宅，但要保证良好卫生条件。

在任何情况下，都须对供水水源及其外围的地下水水质进行严密的监测。

第十三章 地下水调查概要

第一节 地下水调查要点

在生产实践中，许多情况下都需要利用地下水或者消除地下水所引起的不良影响。进行地下水调查的目的，是为利用或防范地下水所采取的措施提供水文地质依据。

水文地质调查是分阶段进行的。一般划分为普查、初步勘探与详细勘探三个阶段。普查阶段的任务是阐明区域水文地质条件，一般地查明地下水的分布与形成规律，其工作成果是进行国民经济远景规划的依据，并作为进一步开展水文地质调查的基础。在普查基础上，确定具有地下水利用远景，或者需要消除地下水危害的范围，结合具体任务（供水、矿床排水，改良盐渍土或沼泽地、防治地下水污染等等），进行初步勘探与详细勘探。在此重点讨论水文地质普查阶段为阐明区域地下水分布与形成规律时的工作要点。

地下水调查的基本思想，可以概括为下面两句话：地下水调查的根本任务是掌握地下水水量水质的时空分布规律，为此必须用历史发展的观点去揭示地下水与其环境之间的成因联系。

地下水的形成与分布跟岩石圈、大气圈、水圈、生物圈以及人类活动有着密切联系。研究地下水就是要从地质历史的角度去研究地下水与其周围环境的内在联系，把握其在天然状态下的发展变化规律。只有这样，才能有根据地预测在人为影响下可能发生的变化，提出切实可行的利用与防范地下水的实际措施。如果不是这样地去认识和理解问题，脱离开地下水的存在环境，脱离开有关的自然因素和人为因素，孤立静止地研究地下水，那就不可能真正掌握其发展变化规律，也不可能有效地解决实际问题。因此，绝不应当把水文地质调查看成是地质填图加上井泉调查，看成是互不关联的各种现象的描述记录。

在水文地质调查中，除了研究地下水的天然露头和人工露头以外，还必须研究区域地质构造、岩性、地貌、第四纪地质、物理地质现象、气候、水文、植被、以及与地下水有关的人类活动等。对上述内容择要分述于下。

1．地质地貌研究

地质地貌条件是一个地区地下水活动的重要背景。未曾作过地质测绘的地区，应进行综合性地质水文地质测绘。目前我国大部地区都已完成了地质测绘，即便在这类地区进行水文地质测绘时，仍然需要十分重视地质研究，这不仅是为了补充校正原有的地质成果，也是为了将地下水与其存在环境紧密联系起来。

地质环境既是地下水生成、赋存与循环的空间，又是地下水获得一定物理、化学特性的场所。一个地区的地质发展历史，对该地区地下水水量与水质的形成与分布有着深刻影响。进行地下水调查时，必须对区域地质进行历史的成因的分析。对这一重要原则理解不深，就会产生两种偏向。一种偏向是忽视地质成因分析，认为反正搞的是水，只要知道那些地层透水，那些不透水，就足够了，地质成因分析则是地质人员才应关心的事。另一种，对地质分析倒也很重视，也下了很大功夫，但就是忽视了从地下水形成与分布出发这

一特殊要求。这两种偏向的实质，都是割裂了地下水与地质环境之间的成因联系，因此也就难以真正把握地下水的发展变化规律。

在水文地质调查中，岩层含水性的研究意义相当于地质研究中标准地层剖面的建立。研究基岩含水性时，我们往往看到这样的做法：根据地层的岩性及其裂隙、岩溶发育情况，以及泉的流量与钻孔涌水量资料，确定哪些地层是隔水层，哪些是含水层，以及含水层的富水程度。其实，这样做只是将有关信息机械地集合而没有结合地质分析，是不可能深入掌握岩层含水特征的。

对于沉积岩，一方面应当分析在地壳变动控制下的沉积旋回，以及沉积环境控制下的岩相变化，从而掌握岩性垂直及水平方向上的变化规律；另方面，还应分析不同构造部位的受力情况。在此基础上，再结合裂隙、岩溶及井泉资料，才能从事物内在联系的高度上把握岩层含水性的内在规律。

同样的，对于侵入岩浆岩应当区分侵入期与产状，分别确定其裂隙发育规律。即使是同一侵入体，由于冷凝条件与岩浆成分变化，可以划分为不同的岩相带（例如粗粒的，斑状的，细粒的），这些带在成岩过程中及经受后期构造变动时，受力产生形变的条件不同，因而其裂隙发育也具有不同的规律性。

在山区、地质构造往往对地下水的埋藏及补给、排泄、径流起着控制作用。大的断裂经常将一个地区分割为岩性、构造及地貌差别很大的不同部分，使地下水的形成与分布具有不同的格局，而成为地下水分区的天然边界。不同形态的褶皱与断块，组成构造开启性不同的地下水盆地，其中地下水水量及水质的时空分布也各具特色。断层的导水性是水文地质调查中必须着重弄清的问题。导水断层使各个含水层发生水力联系，往往成为地下径流汇集带与集中排泄带；隔水断层则使地下径流受阻，从而影响含水层补给、排泄与水质。

对平原地区来说，第四纪地质的研究，是搞清地下水形成与分布条件的关键。如果把平原地下水调查仅仅局限于确定含水砂层的分布，那就太狭窄了。必须研究第四纪沉积物的年代及成因类型，对平原沉积物的岩性结构建立正确的概念。同样是砂层，冲积成因与湖积成因的不仅几何形态不同，并且其中地下水的形成条件也不相同。厚度大，延展远的湖积砂层中，地下水的补给、循环条件，往往要比厚度较小的冲积砂层差得多，因而资源条件也不一样。

即使在解决平原地下水的问题时，也应对山前以至邻接的山区进行必要的研究。山前地区第四纪沉积出露于地表，便于研究不同时代与成因类型沉积物的特征及其间的关系。平原第四纪地质研究，正是通过山前观察到的现象，与平原内部钻孔所取得的资料进行分析对比，才得以完成的。平原沉积物来源于山区的剥蚀，因此，需要分析山区现代及古代水文网的演化历史以及物质来源。观察山区与平原的接触关系，对于分析平原地下水的补给，也是必不可少的。

平原深部基底构造以及新构造运动特征，是控制平原第四纪沉积规律的重要根据，水文地质人员还必须进行这方面的研究。

综上所述，为了从历史发展的角度掌握地下水与第四纪沉积之间的内在联系，水文地质人员必须进行广泛深入的地质研究。地质研究所投入的工作量，往往并不比研究水本身来得少，这是不足为奇的。

地貌乃是一个地区内外力综合作用的产物。在山区，它反映了岩性、地质构造与地形的成因联系；平原中，则在某种程度上反映岩性结构与地形的成因联系。很自然，地貌对地下水的补给，径流与排泄，以至水量水质的变化，都有相当大的控制作用。例如，强烈隆起、水文网深切的水平地层组成的山区、不利于地下水的集聚，循环迅速，水的矿化度往往很低，又如，干旱半干旱地区的冲积平原中下游，地形上略微隆起的古河道常是淡的浅层地下水富集的地带，而相对低洼的河间地带，则浅层地下水比较贫乏，水土都发生强烈盐化。仔细地研究地形图、航空照片、卫星象片，常能帮助我们了解一个地区地下水的概貌，指导我们组织地下水调查，收事半功倍之效。

2．气象（气候）水文的研究

水圈是一个整体。地球上各部分的水，处于不断相互联系相互转化之中，组成统一的水资源。无论从形成还是从利用的角度出发，都不应把地下水与整个水圈割裂开来研究。

在绝大多数情况下，大气降水乃是一个地区水资源的总来源。大气降水的多少，往往决定着一个地区地下水资源的总的状况，决定着一个地区水源的供需关系。深入分析大气降水在时间及空间上的分布特点，能帮助我们掌握地下水的补给状况及地区需水规律。蒸发是地下水的重要消耗去路，在干旱半干旱地区，蒸发值的大小，对地下水以及土壤的盐化程度有很大影响。水文地质工作者往往需要追溯长期的气候演变，估计地下水动态的长期变化趋势，使兴利防害的实际措施经得起时间的考验。当气象资料不能满足要求时，必须收集并分析史籍与考古资料。

地表水体经常是地下水的补给来源或排泄去路。某些极端干旱的地区，河流往往是地下水唯一的补给来源。此外，地表水经常是一种与地下水相比较的可利用水源，或者可与地下水配合使用，或者可作为地下水的人工补给水源。对地表水的研究还可帮助我们间接地了解地下水的水量与水质。山区旱季地表径流量，实际上就是地下径流量，据此可以方便地确定地下水资源状况。测定不同河段的流量变化，分割水文图，可确定地下水接受河流补给或向河流排泄的水量。当河流或湖泊是地下水的排泄去路时，可通过测定河、湖水的化学成分，以了解地下水水质。通过研究大气降水量与地表径流量的关系，可以推断地下水接受大气降水补给的程度。

应当尽可能定量地把一个地区的大气降水的转化过程弄清楚：大气降水有若干转化为地表水，若干转化为地下水，若干转化为土壤水，若干消耗于蒸发。这种分析，对于综合利用水资源，统一调度水源，充分发挥一个地区水资源的潜力，很有好处。

随着人口增长与工农业的现代化，人类对水资源需求与日俱增，水资源的短缺愈来愈普遍了；在不少情况下，一个地区的水资源全部利用起来往往还难以满足需要，综合地考察与利用水资源，愈来愈显得必要。

3．植物研究

生物圈是地球水分布与循环的环节之一。但是至今关于生物圈与地下水的联系方面的研究还很不足。

森林植被能够增加降水，减少地表径流，增加地下水补给，起到调节涵养水源的作用；此外，植物的叶面蒸发则是大气降水及浅埋地下水的主要消耗去路。在水文地质测绘中有必要查明植被的分布及其对地下水的影响。

喜水植物和耐盐植物的分布，常常能指示浅层地下的水埋藏深度以及土壤与浅层地下

水的含盐程度。在测绘过程中，如能把这些指示植物的分布情况圈划出来，并以部分实测资料验证，便可大大减轻工作量。

4．地下水露头的研究

在水文地质测绘过程中，必须调查一定数量的地下水露头点，当现有地下水天然露头及人工露头点不能满足研究要求时，则应专门布置部分试坑，浅井乃至钻孔。

调查地下水露头点时，应将水点资料与影响地下水的有关因素结合起来分析研究，过细地进行调查访问，取得可靠的第一手材料。例如，不仅要了解井或钻孔所揭露的岩性剖面，还要仔细了解并分析打井过程中地层出水情况，以便得出正确的结论。华北平原中某些具有干缩裂隙的漫滩相粘土，透水能力比粉砂还要好，是浅部主要含水层；但在调查不细致时，却曾误认粉砂为主要含水层，把裂隙粘土当作隔水层。又如，有些在第四纪堆积物中出露的泉，实际上是由下伏基岩补给的，如果工作不深入，就会得出完全错误的结论。

在山区进行水文地质调查时，要特别注意泉的研究。从某种意义上说，泉是阐明山区水文地质条件的钥匙。基岩含水性的确定，离不开泉的研究（参见第五章第二节）。有经验的水文地质工作者，不难根据附有泉的地质图得出有意义的结论。如图13—1所示，苏联阿列克谢耶夫地区的地质构造很简单，均为水平岩层。大量的泉出露于发育第三系中的冲沟顶端。仔细观察可知，泉并非出露于第三系与白垩系的接触线上，而出现于第三系某一层位之上，并且由泉补给的小溪在第三系下部分布范围延续存在，说明第三系下部是隔水层，而上部是含水层，出露的泉属接触泉。小溪流到白垩系分布区全都消失了，而在白垩系中切割较深的冲沟里又出现了泉。可见白垩系是较好的含水层，受地形深切的影响，地下水位较深，上部是透水层。由此不难判断，本区的降水分别补给第三系上部及白垩系，前一含水层的水最终仍补给后者。根据白垩系出露的两个泉，可以判断地下分水岭偏于图幅南侧，大量地下水必定汇集于北侧第四系组成的河谷及下伏白垩系中，打在这些地方的钻孔可以获取较大的水量。

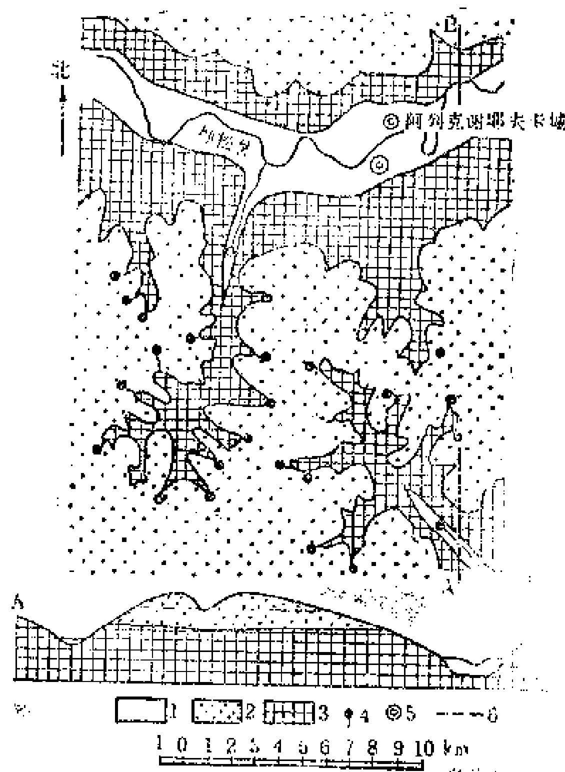


图13-1 苏联沃龙涅什州阿列克谢耶夫地区地质图
（据Г.Н.卡明斯基）
1—冲积层；2—第三系；3—上白垩系；4—泉；5—钻孔；6—第三系含水层底板（剖面中）

作为含水层或含水系统的输出，泉能提供大量信息。大泉的出露部位是含水系统的集

中排泄点，必定具有特定的地质结构与地貌背景：或者由于倾伏的向斜轴部与地形相切；或者由于断层阻挡地下水（参见图5—30）；或者由于岩墙构成地下挡水堤坝（参见图5—13，5—14）；即使当泉口附近被第四纪沉积物掩盖时，也不难作出判断（参见5—15)。根据泉的流量可以反推含水系统的补给量，进而判断含水系统的分布范围。如果所圈定的含水系统的范围与泉的流量不相对应，不是范围圈得不合适，就是含水系统另有隐伏的补给通路或排泄去路。

泉的动态可以说明许多问题。它既可以帮助我们判断泉的补给来源，也反映着含水介质特征。在人为影响下泉的天然动态显著改变（如采矿排水或采水过程中大泉流量锐减甚至消失），可借以判断含水层或断层带的水力联系状况。因此，即使是通过口头访问了解泉的动态，往往也可获得可贵的资料。

进行泉的调查时，除了详细描述外，应当草绘泉出露条件的平面图与剖面图。即使是简单的图也比长篇累牍的文字更能说明问题，而绘制示意剖面图有助于调查者对条件的深入理解。在作图时，必须将观察到的现象与作图者推断的东西严格区分开来。

5．人为影响的调查

人为因素能在短期内强烈改变地下水的形成与分布。这种影响随着人口增长与生产、科学技术的发展而日益深刻，不少情况下，已经远远超过天然因素的作用，今后，人类活动的影响将更广泛、更密切地影响地下水的分布与形成。查明人类活动对地下水的种种影响，不仅可以用来解释地下水的现状，还有助于预测采取或取消某种人为措施以后，地下水的变化趋势；这对于正确确定利用或防范地下水的实际措施，很有价值。

有一点值得再三强调，进行地下水调查时，我们的任务不只是收集各种与地下水有关的资料，也不仅仅是确定地下水的现状，而是要阐明地下水发展变化的方向及其内在根据。只有这样，我们才能预测，在采取利用或防范地下水的实际措施以后可能发生的变化，从而趋利避害。

在这里，我们仅简要阐述了地下水调查的基本思路与指导思想，具体的工作方法，可参阅有关规范与文献。

第二节　水文地质图

水文地质图是总结、反映一个地区水文地质信息的主要手段。通常，水文地质调查的成果，总是由水文地质图及相应的文字报告及附录所组成。

水文地质图应当反映一个地区地下水形成与分布的规律，反映出地下水与周围环境相互作用下的变化发展趋向，从而作为利用或防范地下水的科学依据，作为进一步调查地下水的科学指导。

地下水是一种变动的天然资源，受到各种随着空间与时间变化着的因素的影响，其水量、水质等要素，不但在空间上发生变化，而且也在时间上发生变化。另外，为各种不同目的利用或防范地下水时，提出的问题不同，研究的侧重点也不相同。

上述情况，决定了水文地质图的复杂性与多样性。各种变动着的水文地质要素，用一张图是难以概括的，势必要采用一系列平行图件——水文地质图系加以反映。而为了对区域地下水的形成与分布建立总的概念，还需要有一张概括反映主要水文地质特征的综合性

图件，这便是综合水文地质图。在实际应用中，把综合水文地质图看作是主图，而平行的系列图则是辅助图件，配套使用。

编制水文地质图，应充分考虑地区的特点与工作目的，抓住重点，有的放矢地回答提出的问题。资料堆砌，主次不分，将使读图者如入迷宫，不得要领。编制出一张好的水文地质图，并不是一件轻而易举的事。

分析性图件分别反映地下水某一方面特征在时间与空间上的变化。属于此类图件的有：潜水等水位线图、潜水埋藏深度图，承压水等水压线图，地下水总矿化度图或某种主要离子等值线图，地下水补给模数图等。为了反映随时间的变化，还可编制同一要素不同时间的几张图。如为了说明潜水埋藏深度的变化，可以分别编制高水位期、低水位期与平水位期的，也可以编制一年中高低水位差值（水位年变化幅度）的图件。这些图件一般都应标明水点及实际材料，说明测制日期。

分析图中还包括那些反映地下水分布与形成背景条件的图件，如地质岩性图、地质构造图、地貌图、第四纪地质图、包气带岩性图、降水量等值线图等。

综合水文地质图通常包括下列主要内容：

（1）基岩的时代、岩性、构造；

（2）第四纪沉积的时代、成因类型、岩性；

（3）岩层的含水性；

（4）地下水类型；

（5）与地下水有关的自然地质现象；

（6）地下水化学成分（概略表示）；

（7）地下水位（概略表示）；

（8）地表水体及其与地下水的补给排泄关系；

（9）与地下水有关的人为设施及人为影响下的水文地质现象（如排水渠系、地下水位开采漏斗等）；

（10）控制性水点：代表性的井、泉、钻孔，标出水位、涌水量、化学成分等；

（11）水文地质分区，附简要水文地质说明；

（12）典型水文地质剖面，以反映深部地质、水文地质状况，并附钻孔、井、泉及有关实际材料。

显然，工作地区的特点与工作目的不同，水文地质图的内容也将发生变化。例如，为供水目的编制的水文地质图，应考虑到水质评价方面的内容（如地下水硬度分区图、饮用水水质评价分区图），要指出主要供水含水层埋藏深度（含水层顶板埋藏深度等值线图）及厚度（含水层等厚线图）以及开采条件，并进行供水水文地质分区。在为土壤改良目的编制水文地质图时，应着重反映第四纪地质及地貌、表层岩性、土壤盐渍化程度、潜水埋藏深度、潜水水化学等，并进行土壤改良水文地质分区。

现有的水文地质图，着重表现了地下水各种要素及其影响因素，但对其间的联系及地下水形成过程，一般都反映得不够，不能充分反映作为变动的自然资源地下水的特性，对地下水某些方面的定量表示（如补给强度）也还不够，这些都有待于今后研究改进。

第三节　调查与研究地下水的技术方法简介*

近二十年来，调查与研究地下水所采用的技术方法有很大发展。其总的发展趋势是定量化，自动化。除了应用历史较长的地球物理勘探方法以外，近年来，在水文地质调查与研究中引入了遥感技术、数学地质及同位素技术。这些新的技术方法，不仅能使地下水调查实现高效率、低成本，而且对于水文地质学向定量化的严密科学发展，正起着难以估量的推动作用。

一、地球物理勘探方法

地球物理勘探方法的实质是通过测定各种物理性质（如电阻率、磁性、密度），以间接判断地面以下各种地质—水文地质体。与常规水文地质测绘、勘探及试验工作配合使用、能够大大节省工作量及费用，提高水文地质调查的效率。在水文地质工作中应用最广的是地面电法及电测井，此外，放射性测井、地震，磁法也有所应用。

地面电法包括电阻率法、自然电场法及充电法。电阻率法是在地面供电，以形成人工电场，从而测得不同地点与不同深度的电阻率，以判断岩土与地下水的性质。通常颗粒细、含水量大、地下水矿化度高的岩土，电阻率低；颗粒粗、含水量小、地下水矿化度低的岩土，电阻率高。利用此法可以查明含水层与隔水层的分布，确定富水带（掩埋古河道、岩溶发育带、富水断裂带等），确定潜水埋藏深度，圈定咸的与淡的地下水的分布，概略确定地下水的矿化度，圈定地下热水分布范围等。自然电法主要利用地下水在多孔介质中流动时产生的渗透电位而形成的自然电场这一特点，通过测定不同方向的电位差，以确定地下水流动状况。利用此法可以测定地下水流向及抽水试验的影响半径，确定地下水强径流带（富水带），确定地表水与地下水的补给关系等。充电法是在较浅的井孔中放入食盐，盐水随地下水流动，形成一个移动着的带电体，通过测定井孔周围不同方向上等电位线随时间的变化，可以确定地下水的流向与流速。

测井方法是从井孔中了解垂直方向上岩土与地下水分布的物探方法。其中电测井在水文地质勘探中应用最广。电测井根据井孔内不同深度的电阻率与自然电位，以判断岩土透水性及地下水矿化度变化。当钻探过程中岩芯采取率不高时，钻孔编录分层误差较大，并可能漏掉含水砂层，与电测井结合，即可取得相当可靠的钻孔水文地质剖面。

在水文地质调查中应用物探方法成功与否的关键，在于根据不同条件及目的要求选择适合的物探方法，以及结合地质—水文地质条件对物探成果进行合理解释。

二、遥　感　技　术

遥感技术是建立在目标物体电磁波辐射理论之上的。不同的地质—水文地质体，发射、吸收、反射—散射和透射的电磁波波长与频率不同，因此，可根据飞行器上传感器感知的电磁波特征加以判别。

将电磁波按波长由短到长，频率由小到大的次序排列，依次为γ射线、x射线、紫外波段、可见光波段、红外波段、微波波段及无线电波段。根据所利用波段及采用的感应方

*本节编写时曾参阅以下未公开出版的资料：水文地质及工程地质研究所科情组《国外水文地质科学研究的现状及问题》(1977)；北京大学地质地理系地貌专业遥感研究组《地球资源卫星象片及其地质解释》(1977)

法不同，有不同遥感方法，如航空摄影，多波段（多光谱）测量，红外探测，微波测量等。目前在水文地质调查中常用的是航空摄影，多波段测量及红外探测。

目前，利用航空摄影，多光谱测量，红外测量等可解决水文地质调查中以下几方面的问题：

（1）划分岩性：不同的岩性在象片上色调深浅不同，结合其分布特点（层状、块状）、地貌（正地形、负地形、圆浑山形、尖棱山形、岩溶地貌等）以及土壤、植被、水系发育特点可以判别。不同岩层具有不同辐射系数和热容量，在红外图象中明暗不同（明表示高温，暗表示低温）。但是，总的说来，目前利用遥感技术判别岩性，效果还不够理想。

（2）确定地质构造：根据不同色调的岩层组成的平行条带的形状，可以判断褶皱的形态。利用航空照片或卫星象片确定断裂，效果很好。从大范围的照片上进行宏观研究，往往可以发现地质填图中容易遗漏的断裂带。深部隐伏断裂往往在地面上显示种种迹象，但限于人的视野，在常规地质调查中常常发现不了，利用遥感技术效果相当好。

（3）调查地貌、植被及地表水：在航空照片或卫星象片上，研究大中尺度的地貌是很方便。在象片上圈定洪积扇、阶地、山间堆积盆地、三角洲等，都有助于间接判断地下水的分布。红外探测不仅能反映植被的分布，而且能够区别不同种类的植被，为在干旱地区利用地植物标志寻找浅层地下水提供线索。利用遥感资料能确定湖泊、水系、纠正地形图上的误差与遗漏，这对于穿越性不好的地区更有意义。红外探测还能确定地表水水温，大致判断水量，圈划冰雪覆盖层的分布范围及其消融情况，这有助于分析地下水的补给。

（4）调查地下水：多波段测量及红外探测调查地下水的效果较好。水的热容量大，保温作用强，有地下水或地下水位较浅的地方，常与周围无水及地下水深埋的地方有温度差别：有地下水的地方夏季温度低，冬季温度高；白昼低，夜晚高，有热水时则经常显示高温；而红外测量的温度分辨率可达0.1—0.01℃。

红外探测可以寻找松散沉积物中埋深不超过十几m的地下水。利用地下水与河水、湖水、海水的温差，很容易发现地下水向地表水的排泄。美国夏威夷群岛曾用红外探测在海中找到200多处淡地下水排泄点。红外探测还可以确定泉、沼泽的位置，确定充水断层、岩溶发育带，确定包气带湿度，圈定热水分布范围及冻土的分布。并可通过查明地表水体的污染，提供间接判断地下水污染的线索。目前，国外正在研究利用遥感技术取得各种水文地质参数，如地下水位深度、孔隙度、渗透系数、水力梯度、导水系数等。

遥感技术的优点是能够同时取得大范围的大量信息，扩大人的视野，便于进行宏观分析；便于重复取得同一地区不同时期的信息，掌握现象的动态；收集资料迅速全面，不受地形阻隔的影响，对于穿越条件不利的高山、沙漠、森林、沼泽地区，同样可以进行。与常规调查相结合，可以大大降低野外调查的工作量与成本。目前存在的问题是，解译还不够过关，定量解译还有待研究改进。

三、同位素技术

每一种元素，原子核中的质子数是一定的，此质子数即为该元素的原子序数。原子的质量数（原子量）以其核中质子数及中子数的总和表示。某一种元素，具有原子序数相同而原子量不同（由核里的中子数不同引起）的几种原子，便是该元素的同位素。

自然界的元素常有多种同位素，例如氧即有^{16}O、^{17}O、^{18}O三种同位素，氢有^{1}H、^{2}H（D,氘）、^{3}H（T,氚）三种同位素。同位素分为放射性同位素及稳定同位素，^{14}C、^{3}H等是放射性同位素，^{13}C、^{12}C、^{1}H、^{2}H、^{16}O、^{17}O、^{18}O等为稳定同位素。

从利用同位素进行研究的角度，可区分为环境同位素及人工示踪同位素。前者是指存在于自然环境中的同位素，主要是天然形成的；但也有一部分来源于核试验所产生的人工放射性同位素，如氚即是。后者则是人工产生的放射性同位素，用作示踪剂的。

目前国外水文地质研究中应用同位素技术主要解决下列问题：

（1）利用放射性环境同位素测定地下水年龄：放射性同位素处于不断蜕变中，蜕变速度不依温度、压力或元素的化学组成的状态而变化，一种放射性元素的半衰期是一个常数。据此可以测定地下水年龄。

^{14}C（放射性碳）是大气中的^{14}N在宇宙射线作用下蜕变而成的，通过光合作用与氧结合可生成$^{14}CO_2$。刚刚得到补充的地下水，其^{14}C含量与大气保持某种平衡。随着时间推移，^{14}C不断蜕变减少，据此可判断地下水在含水层中滞留的时间，即地下水年龄。^{14}C的半衰期为5730年，根据目前的技术水平，测定年龄的上限为25000—30000年。利用^{14}C测定地下水年龄，在理论上至今还没有完全搞清楚，计算时要进行一系列校正，难免有一定误差，但这种方法仍是目前比较起来最成熟、最常用的一种方法。

宇宙射线作用下也产生天然的氚（半衰期12.26年），氧化为氚水（$^{3}H^{1}HO$）形式存在。但在天然水中氚含量仅为几个氚单位（TU，ITU）相当于1×10^{18}个H原子中含有1个^{3}H原子）。1953—1954年进行氢弹试验后，人工氚污染了环境，使大气降水及地表水中氚含量高达数十至数百TU，个别时期曾达到数千TU。因此，根据地下水中^{3}H的含量，可以判断含水层曾否接受现代水（1953—1954年以来的大气降水或地表水）的补给。

目前，国外正在试用^{85}Kr（半衰期10.76年）、^{39}Ar（半衰期269年）、^{32}Si（半衰期约500年）、^{36}Cl（半衰期4×10^{5}年）、^{10}Be（半衰期2.5×10^{6}年）等测定地下水年龄，以期填补^{3}H与^{14}C之间的年龄或空白，并提高测定年龄的上限。如能成功，则测定地下水年龄域可由数十年直到1000万年。

（2）利用稳定环境同位素研究地下水的起源与形成过程：同一元素的同位素，由于其质量有一定差别，故其原子或化合物的活动性也有所不同，从而使轻的与重的同位素在某些物理变化过程（如蒸发、凝结、扩散等）及化学反应中发生分异。元素质量较小，同位素质量相对差别显著的氢、氧等元素，分异更为明显。以氢为例，可形成普通水(H_2O)及重水（D_2O），其物理性质差别如下：

水分子类型	分子量	密度(g/cm³25℃)	冰点(1大气压)	沸点(1大气压)	扩散速度
H_2O	18.01629	0.996781	0℃	100℃	稍快
D_2O	20.02948	1.104211	3.813℃	101.43℃	稍慢

注：（1大气压=101375Pa）

当水蒸发时，D_2O相对不易蒸发逸走，因此，经强烈蒸发作用的水中，含D较多。天然水中，大气降水及河水中含D最少，海水中D富集，经过强烈蒸发浓缩的埋藏地下水含D最多，^{18}O的分布与D类似。测定地下水中的D、^{18}O等，便不难确定地下水的起源（陆成水、海成水、渗入水、沉积水），并可据此判断含水层之间及含水层与大气降水及地表

水的联系程度，确定水交替程度，分析地下水补给以及地下水径流的方向与强度等。

由于D具有同位素高度效应，即降水中的D含量随着地形抬高而减少，因此，地下水中D的含量可以帮助确定补给区高程。

（3）利用环境稳定同位素研究水中化学组份的来源：不同成因岩石（岩浆岩、沉积岩、沉积岩中的陆相及海相等）的同位素组成不同。例如，淡水碳酸岩中$^{12}C/^{13}C$比值较大，而海水碳酸岩中较小。据此可判断水中化学组成的来源，进而确定地下水的补给与形成历史。

（4）利用放射性同位素示踪研究地下水运动及水文地质过程：放射性同位素作为示踪剂有其特殊的优越性。它的化学性质稳定，不易生成沉淀。某些放射性同位素不会被岩石所吸附，最重要的是其检测灵敏度非常高，以极少剂量的人工放射性同位素就可以达到满意的示踪效果。

水文地质示踪常用的人工放射性同位素有^{3}H、^{14}C、^{32}Si、^{32}P、^{35}S、^{51}Cr、^{58}CO、^{60}CO等，它们的半衰期及放射性比度不同，可根据条件及研究目的选用。例如为查明岩溶地下河系，可在上游投入某种放射性同位素（如^{3}H、^{51}Cr），并在下游观测其含量变化，以确定岩溶通道的分布与连通情况，测定地下水流速。利用类似方法还可以确定含水层之间及含水层与地表水体的水力联系，确定矿坑涌水的来源，研究坝下及绕坝渗漏情况等等。

利用人工或环境放射性同位素示踪，还可以进行室内或野外试验，研究各种水文地质过程机理。例如研究降水入渗过程，测定降水补给量，研究土面蒸发与叶面蒸发，研究包气带水盐的运移，研究弥散，确定污染物质的迁移等等。

（5）利用井的示踪试验及人工放射源测定水文地质参数：将人工放射性同位素投入井中示踪地下水的流动；以一个井进行示踪试验（单井法），可求得流向、渗透流速及渗透系数；以多井进行示踪试验（多井法）可求得孔隙度、导水系数、实际流速。

利用人工γ放射源可测定土石的密度，这便是所谓γ—γ法。用人工中子源可测土石的含水量。上述两种方法均可用于测井，并在一定程度上用于已下套管的井的测井。

借助于岩土本身的天然放射性，可以判断松散土的岩性及基岩的裂隙性，作为找水的依据。

同位素方法目前尚在发展中，在理论上还有一系列问题并没有弄清楚。某些测定方法还很费事（如测定水中的^{39}Ar需要20t水样），成果的水文地质解释也还存在一些问题。在采用这一方法解决水文地质问题时，必须紧密结合水文地质条件，与常规水化学研究配合，才能得出比较符合实际的结论。

四、数学地质

数学地质是随着地质学的定量化和电子计算机在地质学中的应用而诞生的一门边缘科学，可用于研究和解决各种地质问题，从地质、水文地质现象的统计分析，到地质、水文地质过程的计算机模拟。自本世纪60年代开始形成到现在，发展很快。目前，在地质、水文地质工作中常用的数学地质方法有：趋势面分析、回归分析、聚类分析、判别分析、因子分析、频谱分析和数字滤波，以及地质、水文地质过程的计算机模拟等。

趋势面分析是用一定函数对地质—水文地质体某些特征的空间分布规律进行分析，用

该函数所代表的数学面来逼近（拟合）其趋势变化。含水层（砂层）厚度及地下水位，在空间上均为不规则起伏的曲面。一般根据若干点的资料内插或外推时，仅考虑了两个相邻点的直线性变化，而未能考虑区域性趋势变化与非线性变化。利用趋势面分析，可以较好地反映这些变化，得到较真实的空间分布形态。

回归分析是一种数理统计方法，用于研究某一变量与另一个或若干个变量之间的关系。例如可用于确定地下水开采过程中水位与开采量的关系，以预报地下水位下降情况。

聚类分析是根据样品多种变量的测定数据，应用数学方法进行分类，定量地确定样品之间的亲疏关系而进行分类。地质上通常利用此法进行岩石分类、古生物分类等。在水文地质中，可考虑应用此法将地下水按化学成分归类，确定地下水的成因类型等。

判别分析可按照已知样品的分类，根据多个变量确定样品属于那一类，也可根据样品的多个变量进行合理分类。例如地质上可利用岩性特征的多项指标判别海相或陆相地层，判别第四纪沉积成因类型。水文地质上，可考虑应用地下水化学特征判别海相成因和陆相成因的地下水，判断地下水的补给来源，含水层之间或含水层与地表水之间的水力联系。

频谱分析与数字滤波是数据处理的两种主要手段，通过这类方法可将各种因素进行分解，突出所需要的信息，去掉干扰，使主要的规律性的东西鲜明起来。例如利用此法分析电测井得到的电阻率曲线，能够去除泥浆影响、仪器误差及观测误差，更准确地解释岩性剖面或地下水矿化度变化。又如对不同地质剖面或井孔柱状剖面进行沉积旋回对比时，用此法可排除局部影响，增加旋回可对比性。

对某一地下水系统，或对某一水文地质过程加以抽象，建立概念模型，然后转为物理模型或数学模型，以模拟所研究客体的功能与演变，这是现代水文地质学广泛采用的办法。随着电子计算机向高效率、低成本、微型化发展，计算机模拟应用日益广泛。系统理论引进水文地质学以后，建立了包括地下水在内的水资源管理模型，能够更为有效地规划开发及管理地下水资源。

电子计算机的应用以及数学地质方法的引入，使地质、水文地质工作者从费时繁重的统计计算工作中解脱出来，使定量分析错综复杂的地质、水文地质过程成为可能。定量描述模型的建立，使得在悠久地质年代中发生的地质过程，以及在多种因素影响下变动的水文地质过程，可以模拟重现，从而有可能进行较为可靠的水文地质预测。

考参文献

〔1〕北京地质学院水文地质教研室，1964，普通水文地质学，中国工业出版社。

〔2〕王大纯、张人权、史毅虹，1980，水文地质学基础，地质出版社。

〔3〕北京地质学院水文地质教研室，1962，专门水文地质学，中国工业出版社。

〔4〕杨成田主编，1981，专门水文地质学，地质出版社。

〔5〕郎格O.K.，1966，水文地质学原理，中国工业出版社。

〔6〕卡明斯基Г.Н.，1958，地下水的普查与勘探，地质出版社。

〔7〕奥弗琴尼科夫A.M.，1960，普通水文地质学(修订增补第二版)，地质出版社。

〔8〕王大纯，1985，我国水文地质学的展望，《地球科学》，1985年第1期

〔9〕水文地质工程地质研究所，1979，中华人民共和国水文地质图集，地图出版社。

〔10〕中国科学院中国自然地理编辑委员会，1981，中国自然地理·地下水，科学出版社。

〔11〕沈照理、许绍倬，1985，关于地下水地质作用，《地球科学》1985年第1期。

〔12〕罗戴A.A.，1964，土壤水，科学出版社。

〔13〕裴源生，1983，地下水位匀速升降条件下土壤水分运动和给水度研究，《水文地质工程地质》，1985年第4期。

〔14〕张蔚榛、张瑜芳，1983，土壤释水性和给水度数值模拟的初步研究，《水文地质工程地质》，1983年第5期。

〔15〕陈崇希，1984，给水度的概念、定义及包气带的水分分布模型，《水文地质工程地质》，1984年第4期。

〔16〕张人权、高云福、王佩仪，1985，层状土重力释水机制初步探讨，《地球科学》，1985年第1期。

〔17〕张忠胤，1981，关于结合水动力学·关于地上悬河的地质理论问题，地质出版社。

〔18〕黄文熙主编，1983，土的工程性质，水利电力出版社。

〔19〕张蔚榛，1981，包气带水分运移问题讲座(一)，《水文地质工程地质》，1981年第1期。

〔20〕阿廖金O.A，1960，水文化学原理，地质出版社。

〔21〕巴斯科夫E.A，(沈照理译)，1981，成矿规律研究中的古水文地质分析，科学出版社。

〔22〕沈照理，1983，水文地球化学基础讲座，《水文地质工程地质》，1983年3～6期。

〔23〕加弗里连科E.C.，(孙杉译)，1981，构造圈水文地质学，地质出版社。

〔24〕李涛、汤奇成，1958，新疆玛纳斯地区山区河流径流的形成及其估算，《地理学报》，24卷第4期。

〔25〕山东省地质局水文地质队，1975，济南泉水成因及动态的初步分析，《岩溶地区水文地质及工程地质工作经验汇编》第一辑，地质出版社。

〔26〕弗拉基米洛夫A.П.，1965，土壤改良水文地质学，中国工业出版社

〔27〕河北省地质局水文地质观测总站，1976，通过地下渗透仪研究潜水均衡的初步分析，《河北地质情报》，1976年第4期。

〔28〕柴崎达雄(王秉臣等译)，1982，地下水盆地管理，地质出版社。

〔29〕水文地质工程地质研究所，1977，水文地质译文选，地质出版社。

〔30〕阿利托夫斯基M.E.，康诺波梁夫A.A.等，1956，地下水动态研究方法指南，地质出版社。

〔31〕河北省地质局水文地质四大队，1976，保定地区东部平原地下水资源计算与评价方法的探讨，《河北地质情报》，1976年第4期。

〔32〕陈崇希，1981，地下水向集水建筑物的运动，武汉地质学院(内部出版)。

〔33〕陈葆仁，1984，地下水水文过程线形成的机理分析，《水文地质工程地质》，1984年第4期。

〔34〕车用太，1984，井孔水位的微动态特征综述，《水文地质工程地质》，1984年第4期。

〔35〕黄河中游地区黄土水文地质研究小组，1978，黄河中游地区黄土水文地质问题，《地质学报》，第52卷第2期。

〔36〕地质书刊编辑室，1974，平原、盆地、黄土区的地下水，地质出版社。

〔37〕刘光亚，1979，基岩地下水，地质出版社。

〔38〕沈继方、史毅虹，1985，北京西山变玄武岩裂隙发育规律及含水特征，《地球科学》，1985年第1期。

〔39〕鲍列夫斯基Б.В.等(成都地质学院水文地质教研室选译)，1983，裂隙-岩溶地区地下水源开采储量评价，地质出版社。

〔40〕地质部情报研究所编译，1981，国外裂隙-岩溶水研究（内部出版）。

〔41〕李粹中等，1962，广西喀斯特发育的基本规律，《全国喀斯特研究会议论文选集》，科学出版社。

〔42〕广西水文工程地质队桂西找水组，1974，广西都安县地苏地下河系，《滨海、岛屿、岩溶区的地下水》，地质出版社。

〔43〕广西水文工程地质队桂西找水组，1975，石别-加贵地区地下河的形成与变迁，《岩溶地区水文地质及工程地质工作经验汇编》第一辑，地质出版社。

〔44〕钱学溥，1984，北方多年调节岩溶大泉衰减方程的计算及其应用，《水文地质工程地质》，1984年第5期。

〔45〕张倬元、王士天、王兰生，1981，工程地质分析原理，地质出版社。

〔46〕任美锷、刘振中等，1983，岩溶学概论，商务印书馆。

〔47〕奥弗琴尼科夫A.M.，1958，矿水，地质出版社。

〔48〕地质科学研究院地质力学研究所，1976，《地热专辑》第一辑，地质出版社。

〔49〕西藏地质局地热地质大队，1978，西藏羊八井地热田地质勘探和初步研究，《西藏地质》，1978年第1期。

〔50〕地质书刊编辑室，1975，地下热水，环境地质，地质出版社。

〔51〕中国科学院地理研究所冰川冻土研究室，1965，青藏公路沿线冻土考察，科学出版社。

〔52〕国家地质总局水文地质工程地质局，1979，区域地下水资源评价问题，地质出版社。

〔53〕王大纯等，1981，孔隙承压地下水的资源评价和地面沉降的关系，《水文地质工程地质》，1981年第3期。

〔54〕地质书刊编辑室，1975，城市供水·地面沉降·人工补给，地质出版社。

〔55〕曹文炳，1983，孔隙承压含水系统中粘性土释水及其在资源评价中的意义，《水文地质工程地质》，1983年第4期。

〔56〕河北省地质局水文地质四大队，1977，遥感技术在水文地质中的应用，《水文地质技术方法》第四辑，地质出版社。

〔57〕煤炭部地质勘探研究所水文地质室水化学组，1977，根据地下水氡含量圈定径流带，《水文地质技术方法》第四辑，地质出版社。

〔58〕张人权等编译，1983，同位素方法在水文地质中的应用，地质出版社。

〔59〕中国科学院地质研究所，1977，数学地质引论，地质出版社。

〔60〕Armstead H.C.H(ed.), 1973, Geothermal Energy-Review of Research and Development, UNESCO, Paris.

〔61〕Berman E.R., 1975, Geothermal Energy.

〔62〕Blair A.H., 1972, Hydrogeological Factors in Groundwater Pollution, *Groundwater Pollution in Europe.*

〔63〕Blair A.H., 1972, Studies for the Prevention of Oil Pollution near Bratislava, Czechoslovakia, *Groundwater Pollution in Europe.*

〔64〕Brown R.H., Konoplyantsev A.A., Ineson J., Kovalevsky V.S., 1972, Groundwater Studies, UNESCO, Paris.

〔65〕Collins A.G., 1975, Geochemistry of Oil field Water.

〔66〕Coulomb J., 1972, Sea Floor Spreading and Continental Drift.

〔67〕Domenico P.A., 1972, Concepts and Models in Groundwater Hydrology, Mc Graw-Hill Book Co., New York.

〔68〕Dracos Th., 1972, Protection of Aquifers against Petroleum Pollution in Switzerland, *Groundwater pollution in Europe.*

Techn. Mod. Rekenmeth '81—'82, Delft

〔72〕 Exler H.J., 1972, Defining the Spread of Groundwater Contimination below a Waste, *Groundwater Pollution in Europe.*

〔73〕 Freeze R.A., Cherry J.A., 1979, Groundwater

〔74〕 Jones P.H., 1969, Hydrology of Quaternary Delta Deposits of the Mississippi River, *Hydrology of Deltas, Proceedings of the Bucharest Symposium,* Vol.I.

〔75〕 Kappelmeyer O., Haenel R., 1974, Geothermics : With Special Reference to Application.

〔76〕 Kirby M.J., 1978, Hillslope Hydrology, Johe Wiley & Sons Inc.

〔77〕 Krugey P., Otte C.(ed.), 1973, Geothermal Energy : Resources, Production, Stimulation.

〔78〕 Kuti'lek M., 1969, Non—Darcian Flow of Water in Soils—Laminar Region : a Review, *1st Symposium on Fundamentals of Transport Phenomena in Porous Media.*

〔79〕 Miller R.J., Low P.F., 1963, Threshold Gradient for water Flow in Clay Systems, *Proc SSSA.* Vol.27, NO.6

〔80〕 Mokha I.S., 1972, Deep Well Injection of Liquid Waste, *Groundwater Pollution in Europe*

〔81〕 Nicholls G.D., 1972, Pollution Affecting Wells in the Banter Sandstone, Groundwater Pollution in Europe.

〔82〕 Olsen H.W., 1966, Darcy's Law in Saturated *Kaolinite, Water-Resouces Research,* Vol.2, No.2.

〔83〕 Selley R.C, 1976, An Introduction to Sedimentology.

〔84〕 Tolman C.F., 1937, Ground water.

〔85〕 Walton W.C., 1970, Ground Water Resource Evaluation, New York.

〔86〕 Леведев А.В., 1963, Методы изучения баланса грунтовых вод, Госгеолтехиздат

〔87〕 Роза С.А., 1950, Осадки Гидро-техниических сооружений на глинах малой Влажностью, *Гидротехническое строительство,* No.9.

〔88〕 Семихатов А.Н., 1954 ,Гидрогеология, Сельхозгиз.